

# PRZEGLĄD SOLNY

SALT REVIEW



T O M 1 3 • 2 0 1 7



ROCZNIK POLSKIEGO STOWARZYSZENIA GÓRNICTWIA SOLNEGO  
YEARBOOK OF POLISH SALT MINING ASSOCIATION



# PRZEGLĄD SOLNY

---

## SALT REVIEW

2017

ROCZNIK POLSKIEGO STOWARZYSZENIA GÓRNICTWIA SOLNEGO

---

YEARBOOK OF POLISH SALT MINING ASSOCIATION



Kraków

RADA NAUKOWA / EDITORIAL ADVISORY BOARD

---

**Krzysztof Bukowski** (Kraków)

**Aleksander Garlicki** (Kraków)

**Jörg Hammer** (Hanower)

**Grzegorz Kortas** (Kraków)

**Stefano Lugli** (Modena)

**Anatoliy Makhnach** (Mińsk)

**Jacek Motyka** (Kraków)

**Maciej Pawlikowski** (Kraków)

**Tadeusz Marek Peryt** (Warszawa)

**Andrej Poberezhskyy** (Lwów)

**Juan Jose Pueyo Mur** (Barcelona)

**Laura Rosell Orti** (Barcelona)

**Michael Schramm** (Hanower)

ZESPÓŁ REDAKCYJNY / EDITORIAL COMMITTEE

---

**Jacek Wachowiak**, PSGS – redaktor naczelny / editor-in-chief (psgs@agh.edu.pl)

**Tomasz Toboła**, AGH – sekretarz / secretary (tob@geolog.geol.agh.edu.pl)

**Katarzyna Cyran** – redaktor / editor (kcyran@agh.edu.pl)

**Grzegorz Czapowski**, PIG-PIB – redaktor / co-editor (grzegorz.czapowski@pgi.gov.pl)

**Agnieszka Maj**, IMG PAN – redaktor / co-editor (maj@img-pan.krakow.pl)

WYDAWCA / PUBLISHER

---

Polskie Stowarzyszenie Górnictwa Solnego / Polish Salt Mining Association

ADRES REDAKCJI / EDITORIAL ADDRESS

---

**Polskie Stowarzyszenie Górnictwa Solnego**

Al. Mickiewicza 30/A-0/129, 30-059 Kraków

tel. +48 608 685 946, e-mail: psgs@agh.edu.pl

www.psgs.agh.edu.pl

© Copyright by Polskie Stowarzyszenie Górnictwa Solnego, 2017

**Projekt i opracowanie graficzne okładki / The design and graphic design cover**

Jacek Wachowiak / Artur Koziół

**Fotografia na okładce / Cover photo**

Kryształ halitu na drewnie w jeziorku solankowym. Komora Gaisrück, poziom III. Kopalnia soli Wieliczka. Fot. J. Przybyło.  
*Halite crystals growing on wood pieces in a brine lake. Gaisrück Chamber, Level III, Wieliczka Salt Mine. Photo by J. Przybyło.*

**Przygotowanie do druku i druk / DTP and print**

Agencja Reklamowa NOVUM

ul. Krowoderska 66/8, 31-158 Kraków

ISSN 2300-9349

Nakład: 170 egz.

PARTNERZY:







## OD REDAKCJI / INTRODUCTION

*Szanowni Czytelnicy!*

*Przeгляд Solny* jest rocznikiem wydawanym przez Polskie Stowarzyszenie Górnictwa Solnego.

Publikowane w nim prace dotyczą zagadnień polskiego i światowego solnictwa z zakresu geologii, górnictwa, przemysłu solnego i dyscyplin pokrewnych. Zamieszczone artykuły zostały opracowane w języku polskim lub angielskim z dwujęzycznymi streszczeniami. Wszystkie prace zostały poddane ocenie dwóch recenzentów.

Tegoroczny tom w znacznej mierze został poświęcony Kopalni Soli Wieliczka – współorganizatorowi i gospodarzowi XXII Międzynarodowego Sympozjum Solnego Quo Vadis Sal 2017, pod przewodnim hasłem: Aqua et Sal/ Woda i Sól.

Recenzentami artykułów opublikowanych w tomie 2017 byli: Alicja Boryło, Krzysztof Bukowski, Katarzyna Cyran, Grzegorz Czapowski, Jacek Drogowski, Andrzej Gąsiewicz, Kazimierz Gąska, Andrzej Gonet, Joanna Jaworska, Paweł Karnkowski, Grzegorz Kortas, Andrzej Kotyrba, Piotr Kukiałka, Andrzej Kunstman, Andrzej Kwinta, Leszek Lankof, Zdzisław Migaszewski, Krzysztof Pietruszka, Zenon Pilecki, Katarzyna Poborska-Młynarska, Bernadeta Rajchel, Dariusz Ropek, Jacek Rózkowski, Stanisław Stryczek, Jacek Szewczyk, Małgorzata Szewczyńska, Tomasz Toboła, Hanna Tomassi-Morawiec, Kazimierz Urbańczyk, Jacek Wachowiak, Ryszard Wagner, Bogumiła Winid.

W imieniu Redakcji *Przeglądu Solnego* pragnę gorąco podziękować autorom, recenzentom i wszystkim osobom współpracującym, za poświęcony czas i pracę włożoną w przygotowanie niniejszego tomu.

Serdecznie dziękuję naszym Partnerom: **Kopalni Soli Wieliczka S.A., IKS Solino S.A., KGHM Polska Miedź S.A., G-Drilling S.A., Gaz-System S.A., Kopalni Soli Kłodawa S.A., CFT Polska Sp. z o.o., Sandvik Polska Sp. z o.o.** za udostępnianie materiałów do publikacji naukowych oraz wsparcie logistyczne, merytoryczne i finansowe organizacji XXII Międzynarodowego Sympozjum Solnego „Quo Vadis Sal”, którego elementem było opracowanie i wydanie 13 tomu *Przeglądu Solnego*.

Jestem przekonany, że nasza działalność przyniesie realne korzyści polskiemu górnictwu solnemu a potomnym pozostawi cenną informację naukowo-techniczną.

*Dear Readers,*

The *Salt Review* is an annual publication prepared and published by the Polish Salt Mining Association (PSGS).

The works contributed to the *Salt Review* concern the issues relating to salt mining in Poland and abroad, with the concentration on geology, mining, industry, and the associated fields. The papers are printed either in Polish or English versions, with bilingual abstracts. All the works have been appraised by two peer reviewers.

This year's volume has been devoted mainly to the Wieliczka Salt Mine, the co-organiser and host of the XXII *Quo Vadis Sal* International Salt Symposium 2017, under the motto of *Aqua et Sal/Water and Salt*.

The following were the Reviewers of the papers published in the 2017 volume: Alicja Boryło, Krzysztof Bukowski, Katarzyna Cyran, Grzegorz Czapowski, Jacek Drogowski, Andrzej Gąsiewicz, Kazimierz Gąska, Andrzej Gonet, Joanna Jaworska, Paweł Karnkowski, Grzegorz Kortas, Andrzej Kotyrba, Piotr Kukiałka, Andrzej Kunstman, Andrzej Kwinta, Leszek Lankof, Zdzisław Migaszewski, Krzysztof Pietruszka, Zenon Pilecki, Katarzyna Poborska-Młynarska, Bernadeta Rajchel, Dariusz Ropek, Jacek Rózkowski, Stanisław Stryczek, Jacek Szewczyk, Małgorzata Szewczyńska, Tomasz Toboła, Hanna Tomassi-Morawiec, Kazimierz Urbańczyk, Jacek Wachowiak, Ryszard Wagner, Bogumiła Winid.

On behalf of the *Salt Review* editors, I wish to thank cordially all the Authors, Reviewers, and other Associates for their sincere dedication to the preparation of the present volume.

I also take this opportunity to thank our Partners: **Kopalnia Soli Wieliczka S.A., IKS Solino S.A., KGHM Polska Miedź S.A., G-Drilling S.A., Gaz-System S.A., Kopalnia Soli Kłodawa S.A., CFT Polska Sp. z o.o., Sandvik Polska Sp. z o.o.** for making their materials available for publications, as well as logistic, substantive, and financial support of the organisation of the XXII “Quo Vadis Sal” International Salt Symposium accompanied by the edition and publication of Vol. 13 of the *Salt Review*.

I am convinced that our activities will bring measurable benefits to the Polish salt mining business and supply valuable scholarly and technological information.

Jacek Wachowiak

Redaktor Naczelny / Editor-in-Chief



## SPIS TREŚCI / CONTENTS

## I. ARTYKUŁY / PAPERS

- 5 Jerzy PRZYBYŁO**  
Geologiczne i historyczne przyczyny awarii wodnej w poprzeczni Mina w Kopalni Soli „Wieliczka”  
*Geological causes and the sequence of water encroachment into the Mina cross-corridor of the “Wieliczka” Salt Mine*
- 15 Paweł ULMANIEC, Krzysztof PARASZCZUK, Agnieszka MALINOWSKA, Ryszard HEJMANOWSKI**  
Deformacje powierzchni terenu w aspekcie wycieku „Mina” w Kopalni Soli „Wieliczka”  
*Land surface deformations with regard to the “Mina” leak in the Wieliczka Salt Mine*
- 24 Marek DULIŃSKI, Krzysztof BRUDNIK**  
Badania izotopowe wody dopływającej do poprzeczni Mina na poz. IV Kopalni Soli „Wieliczka” wykonane w latach 1991-2007: wyniki i ich interpretacja  
*Isotopic investigations of the inflow to Mina crosswise at level IV of the „Wieliczka” Salt Mine during the period 1991-2007: results and their interpretation*
- 35 Tomasz CHRUL, Waldemar PAWLIK, Joanna WRZOSEK**  
Zastosowanie metody georadarowej w górnictwie podziemnym soli kamiennej w kopalni O/ZG „Polkowice-Sieroszowice”  
*Using the ground penetrating radar methods in rock salt underground mining in the „Polkowice-Sieroszowice” mine*
- 47 Kazimierz URBAŃCZYK**  
Matematyczno-fizyczny opis procesu ługowania (Proces ługowania kawern solnych cz. II)  
*Physical and mathematical description of leaching process. (Salt cavern leaching process p. II)*
- 67 Jerzy RYBKA, Kazimierz URBAŃCZYK**  
A quasi-stationary model of salt leaching  
*Quasi-stacjonarny model ługowania soli*
- 75 Grzegorz CZAPOWSKI, Jacek CHEŁMIŃSKI, Zbigniew MAŁOLEPSZY, Łukasz NOWACKI**  
Rozwój sedymentacji utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze rowu mazursko-lubelskiego (SE Polska)  
*Development of Zechstein evaporites deposition in the area of Mazovia-Lublin Graben (SE Poland)*
- 94 Julia ONNEKEN, Michael SCHRAMM & Jörg HAMMER**  
Contribution to mineralogy and geochemistry of *Tonmittelsalz* (z3TM) and *Tonbrockensalz* (z4TS) in the German Zechstein  
*Wkład do mineralogii i geochemii Tonmittelsalz (z3TM) i Tonbrockensalz (z4TS) z niemieckiego cechsztynu*
- 115 Wacław STASZCZAK, Konrad KROKOS**  
Charakterystyka zagrożenia wodnego w Kopalni Soli „Kłodawa” S.A. na przykładzie wybranych zjawisk  
*Characteristics of water hazards in the „Kłodawa” Salt Mine S.A. based on selected examples*
- 122 Piotr KUKIAŁKA**  
Badania szczelności w kawernach solnych w Kanadzie  
*Salt cavern Mechanical Integrity Testing (MIT) in Canada*
- 126 Thomas FLISS, Wolfgang RAMM, Benjamin MÜLLER, Brendan FERREIRA**  
Selective solution mining within complex deposit structures at Dallol Region in Ethiopia  
*Selectywna eksploatacja otworowa kompleksu struktur złożowych w regionie Dallol w Etiopii*
- 130 Mateusz FIGARSKI, Tomasz KUBACKA**  
Pomiary echometryczne kawern solnych wypełnionych gazem przy użyciu echosondy CHEMKOP  
*Echometric surveys of salt caverns filled with gas by means of the Echosonda Chemkop sonar*
- 135 Joanna JAWORSKA**  
Ślady po kryształach halitu w dolomitach dewońskich w kamieniołomie Zachelmie  
*Casts of halite crystals in the Devonian dolomites of the Zachelmie Quarry*
- 141 Natalia S. PETROVA, Natalia Y. DENISOVA**  
Geochemical analysis and petrochemical features of salt rocks from Middle and Upper Famennian saliferous formation of the Prypiat Through  
*Analiza geochemiczna i cechy petrochemiczne skal solnych środkowo- i górnofameńskiej formacji solonośnej w Zapadlisku Prypeci*
- 146 Vladimir V. SAVCHENKO, Pavel G. FEOKTISTOV, Ivan V. MARACHKOUSKI**  
Underground Disposal of Excess Brines of Potash Processing: Substantiation of Possibilities  
*Podziemne składowanie solanki z przetwórstwa potasu: studium możliwości*
- 150 Dymitry BARBIKAU, Aliaksej KLABUK, Dymitry KURLOVICH, Vitali KUTYRLO, Sjarhej SAUCHYK**  
Lithofacies analysis of CMP at northern prospect of the Petrikov potash deposit (Belarus)  
*Analiza litofacyjna warstw ilasto-marglistych północnej części złoża soli potasowych Petrikov (Białoruś)*
- 156 Waldemar KORZENIOWSKI, Katarzyna POBORSKA-MŁYNARSKA**  
Analiza SWOT odzysku odpadów w technologii wypełniania wyrobisk w kopalni soli  
*SWOT Analysis of the Waste Recovery Technique for Filling Excavation in the Salt Mine*

## II. KRÓTKIE ARTYKUŁY / SHORT PAPERS

- 107 Magdalena KOSTRZON, Teresa LATOUR, Artur Jerzy BADYDA, Wioletta ROGULA-KOZŁOWSKA, Marian LEŚNY**  
Badania składu chemicznego aerozolu w Uzdrożisku Kopalnia Soli „Wieliczka” metodą „płuczkową”  
*Chemical composition testing of aerosol spray in the “Wieliczka” Salt Mine using the “scrubbing” method*

## III. KOMUNIKATY / NOTICES

- 161 Wspomnienie o Jarosławie Ślizowskim 1956–2017**
- 165 Światowe Sympozjum Solne 2018**  
*Salt of the Earth: 2018 World Salt Symposium*



## I. ARTYKUŁY / PAPERS

# Geologiczne i historyczne przyczyny awarii wodnej w poprzeczni Mina w Kopalni Soli „Wieliczka”

## *Geological causes and the sequence of water encroachment into the Mina cross-corridor of the “Wieliczka” Salt Mine*

Jerzy PRZYBYŁO

Kopalnia Soli „Wieliczka” S.A., Park Kingi 1, 32-020 Wieliczka, jerzy.przybylo@kopalnia.pl

### STRESZCZENIE

W 1992 roku w Kopalni Soli „Wieliczka” doszło do katastrofy wodnej. Podczas przebudowy ostatnich metrów poprzeczni Mina zlokalizowanej na IV poziomie kopalni zaistniały gwałtowne wypływy wody niosącej duże ilości materiału skalnego. Apogeum wypływów miało miejsce jesienią 1992 roku, kiedy doszło do destrukcji powierzchni terenu na przedpolu poprzeczni.

Przyczyny zaistnienia katastrofy są złożone i sięgają początku XX wieku, kiedy kopalnia pod presją krytyki dotyczącej złej jakości wydobywanej soli poszukiwała nowych pól eksploatacji złoża. Do prac rozpoznawczych należało przedłużenie północnych końcówek poprzeczni Strzelecki, Dunajewski i Mina, dokonane w latach 1908-1917. Z uwagi na budowę geologiczną górotworu w przypadku poprzeczni Mina przedsięwzięcie okazało się chybione. Z powodu braku właściwego nadzoru nad prowadzonymi pracami, przekroczono granicę złoża i otrzymano w efekcie dopływ nienasyconej wody pochodzącej z utworów chodenickich. Granicy złoża wówczas nie wychwycono, o czym świadczą archiwalne materiały kartograficzne z lat 20. Wyciek w poprzeczni został zarejestrowany i podlegał systematycznej kontroli. Widnieje on na archiwalnej mapie z lat 30. Po II wojnie światowej dopuszczono do pogorszenia się technicznego stanu poprzeczni i ostatecznie w 1971 roku końcowe kilkadziesiąt metrów chodnika uległo zawałowi. Wyciek w poprzeczni przestał być kontrolowany i ujmowany i w sposób nieopanywany migrował na niższe poziomy kopalni, powodując destrukcję górotworu. W latach 80. postanowiono odbudować poprzecznę w celu ponownego ujęcia wycieku. Obowiązu-

jąca w górnictwie solnym instrukcja Zjednoczenia Kopalnictwa Surowców Chemicznych nakazywała ujmowanie wód kopalnianych w miejscu ich dopływu w celu uniemożliwienia migracji nienasyconych wód w solnym górotworze. W drugiej połowie lat 80 zaprojektowano przebudowę chodnika, jednak zbyt forsowną. Realizacja tego projektu na początku lat 90., w warunkach przemian społecznych i gospodarczych zachodzących w Polsce i zmian personalnych w kopalni doprowadziła do zaistnienia katastrofy wodnej w poprzeczni. Katastrofa ta oprócz negatywnych skutków miała jednak także swe pozytywne aspekty w postaci restrukturyzacji kopalni i wypracowania nowoczesnych metod zwalczania zagrożenia wodnego w górnictwie solnym.

**Słowa kluczowe:** Kopalnia Soli „Wieliczka”, poprzecznia Mina, zagrożenie wodne

### ABSTRACT

Catastrophic water intrusion into the Wieliczka Salt Mine occurred in 1992. When the final section of the Mina Cross-corridor, located at Level IV of the Salt Mine, was under reconstruction, sudden inflow of water carrying large amounts of rock material encroached the workings. The maximum leaks volume occurred in the autumn of 1992, with the destruction of land surface on the foreground of the cross-corridor (phot.1).

The causes of the catastrophic events were complex and went back to the beginning of the 20th century when the Salt Mine management started to search for new mining fields under the pressure of criticism relating to the poor quality of extracted salt. Exploration works involved extension of the

northern sections of the Strzelecki, Dunajewski, and Mina Cross-corridors conducted in 1908-1917. The last of the three projects failed, owing to the geological structure of the rock mass (fig.1). The salt deposit boundary was penetrated by the cross-corridor, probably due to poor supervision, and, consequently, unsaturated water originating from the Chodenice formation (fig.6), flew into the workings. The salt deposit boundary was not correctly identified, as proved by the archival cartographic materials of the 1920's (fig.2,3). The leak was registered and put under regular inspections which we can see on the 1930's maps (fig.4). After World War II, the technical condition of the cross-corridor was neglected and the end section several dozens of metres long collapsed in 1971. The water could not be controlled any longer and it migrated to the lower levels of the Salt Mine, causing rock mass destruction (fig.5). The management decided to reconstruct the cross-corridor in the 1980's and plug the leak. The salt mining instructions adopted by the Chemical Minerals Corporation ordered plugging water leaks on location to prevent migration of unsaturated water within salt deposit. In the second half of the 1980's, the reconstruction project was designed, but the works were too extensive (fig.7). The project was conducted in the early 1990's, the period of social and economic transformations, as well as personnel replacements, occurring in Poland and in the Salt Mine itself. Those also contributed to the developments. Besides the negative effects, the catastrophe resulted in the implementation of a restructuring project and working out modern methods of water hazard control in salt mining.

**Key Words:** "Wieliczka" Salt Mine, Mina Cross-corridor, water hazard

W 2017 roku mija 25 lat od gwałtownego wdarcia się wody do podziemi Kopalni Soli „Wieliczka”.

13 kwietnia 1992 roku we właśnie założonej książce akcji ratowniczej pojawił się pierwszy wpis: „*92.04.13 godz. 23. Przodowy z Hydrokopu zatrudniony w poprz. Mina zgłosił potrzebę wyjazdu na powierzchnię w celu przebrania obuwia na gumowe w związku ze stwierdzonym (po przyjsciu do przodka) zwiększonym wypływem wody*”.

Tak zaczęła się najdłużej trwająca w polskim górnictwie akcja ratunkowa. Awaria wodna w poprzeczni Mina (wyciek WIV-27) na poziomie IV wywarła olbrzymi wpływ na dalsze funkcjonowanie kopalni i sposób myślenia o górnictwie solnym w Polsce.

Warto przypomnieć, po ćwierćwieczu od zaistnienia awarii wodnej w poprzeczni, podstawowe fakty poprzedzające wydarzenia z kwietnia 1992 roku.

Poprzeczni Mina zlokalizowana jest na IV poziomie Kopalni Soli „Wieliczka”. Wykonywana była sukcesywnie przez około 100 lat, od pierwszych lat XIX wieku do pierwszych lat

wieku XX. Powstawała stopniowo w kilku etapach począwszy od szybika Mirów w kierunku na północ, w 1853 roku osiągając długość około 380 metrów. Ostatni odcinek, którym naruszono granicę złoża, wykonano w latach 1908-1917. Dokładny czas drążenia północnej jej końcówki nie jest jednak znany (Wiewiórka J., Jaworski W. i Kurowski R. 1993).

Złoże soli kamiennej „Wieliczka” ma budowę dwudzielną. Wyróżnia się w nim dwie kontrastowo różniące się partie – złoża pokładowe, zbudowane z warstw soli kamiennych poprzedzielanych warstwami iłowców i mułowców z anhydrytem oraz złoża bryłowe będące megabrekcją zbudowaną z brył soli kamiennej o zróżnicowanej wielkości (o gabarytach od piłki do koszykówki do sporej kamienicy) rozmieszczonych w skałach ilastych w przeważającej mierze o charakterze zubru, czyli iłowców z kryształkami halitu. (Gaweł A. 1962; Wiewiórka J. 1988).

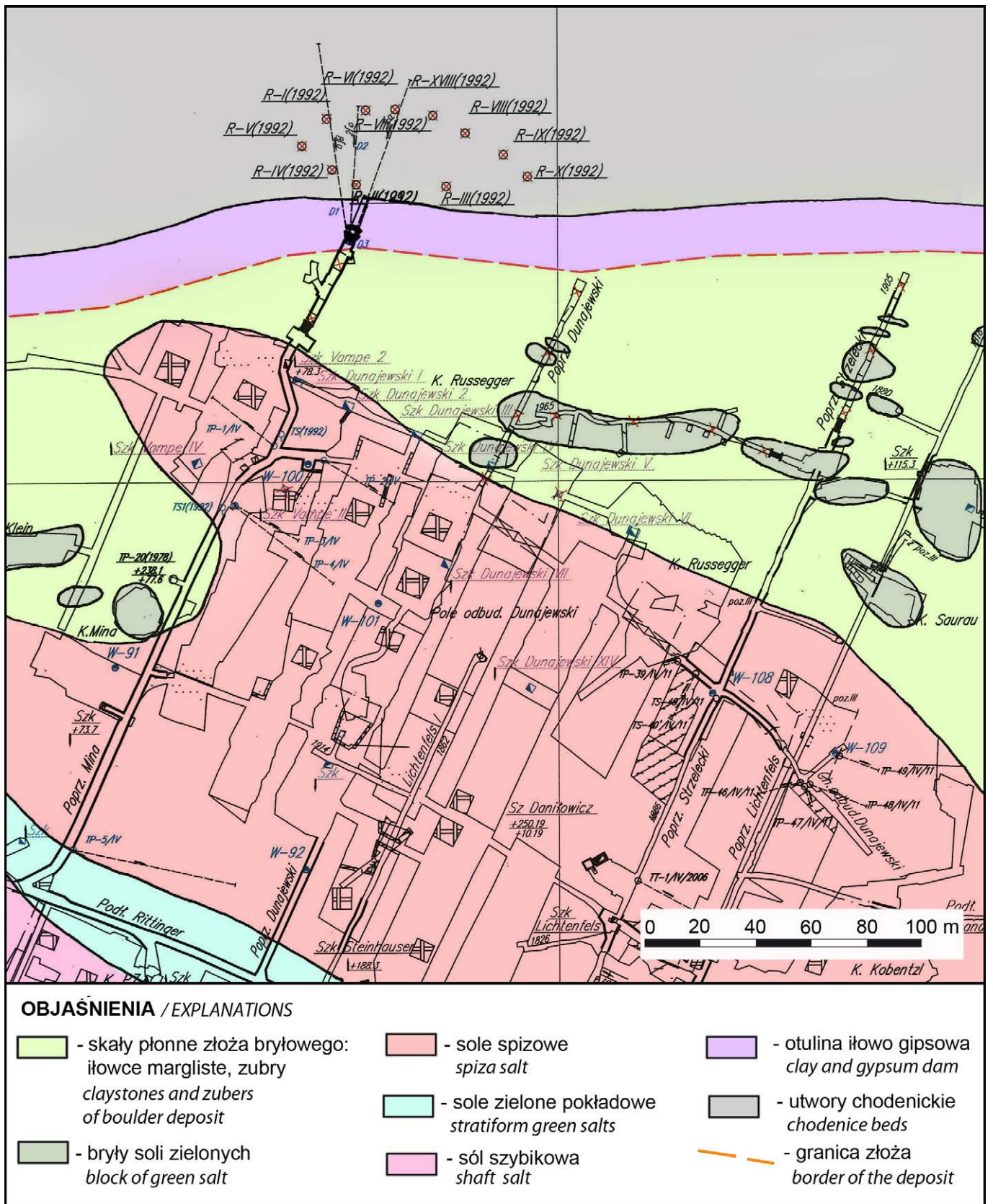
Poprzeczni Mina rozcina głównie skały złoża pokładowego, ale ostatni najistotniejszy z punktu widzenia zagrożenia wodnego kopalni odcinek poprzeczni poprowadzono w utworach złoża bryłowego, a następnie skałach osłony złoża.

Od warstw wodonośnych złoża oddzielone jest utworem residualnym powstałym po zługowaniu utworów solnych – otuliną iłowo-gipsową. W rejonie północnej końcówki poprzeczni Mina oddziela ona utwory złoża bryłowego od utworów chodenickich wykształconych w postaci skał ilastych z pakietami zdeintegrowanych tektonicznie i zawodnionych piaskowców. Za granicę złoża przyjmuje się granicę utworów solnych z otuliną iłowo-gipsową (Garlicki A. i Wilk Z. 1993). Podczas drążenia ostatniego odcinka poprzeczni Mina robotami górniczymi przekroczono całą otulinę iłowo-gipsową i zatrzymano się dopiero w utworach chodenickich, po pojawieniu się w czole chodnika dopływu słodkiej wody.

Zastanawiające jest po co w pierwszej dekadzie XX wieku powrócono z robotami górniczymi do poprzeczni Mina?

Okres ten był dość trudny dla kopalni, ponieważ produkowana przez nią metodami eksploatacji na sucho sól szara zaczęła tracić nabywców. Symptomatyczne w krytyce kopalni „Wieliczka” jest wystąpienie Wincentego Witosa, późniejszego trzykrotnego premiera Rzeczypospolitej Polskiej. Jeszcze jako poseł na Sejm Krajowy Galicji dnia 23 września 1908 roku grzmiał podczas sejmowego posiedzenia: „*Zbytecznym byłoby udowadniać, że sól jest artykułem, bez którego się obejść nie jest w stanie ani pałac milionera, ani licha lepianka nędzarza... Jeżeli weźmiemy na uwagę, że dla milionowej rzeszy biedaków sól stanowi jedyną omastę tego ziemniaka, jeszcze w tym roku na pół przegnilego, to musimy przyjść do przekonania, jaka się dzieje krzywda tym ludziom, którzy zmuszeni zostają na używanie soli na wół z ziemią i krzemieniem zmieszanej... Żądamy od Wydziału Krajowego, ażeby soli ze salin w Wieliczce, soli takiej jakości jak dotąd była, nie pobierał, bo to tylko dyskredytuje gospodarkę jego na tym polu i odstręcza ludność od kupowania soli krajowej*”.





Ryc. 1. Mapa geologiczna górotworu w najbliższym otoczeniu poprzeczni Mina, Dunajewski, Strzelecki. Poziom IV. Wyk. Jerzy Przybyło, 2017 r.

Fig. 1. Geological map of the rock mass surrounding the Mina, Dunajewski, and Strzelecki Cross-corridors, Level IV. Designed by Jerzy Przybyło, 2017.



Poprawę jakości pozyskiwanej wówczas soli starano się uzyskać poprzez otwarcie w 1913 roku nowoczesnej warzelni próżniowej, produkującej krystalicznie białą sól oraz uruchamiając nowe pola eksploatacji. Na poziomie IV w poszukiwaniu nowych zasobów złoża przedłużono na północ końcówki poprzeczni Mina, Dunajewski i Strzelecki. W przypadku tych dwóch ostatnich osiągnięto pewien sukces, bowiem chodnikami tymi napotkano na bryły soli zielonej, które następnie eksploatowano. W przypadku poprzeczni Mina rozpoznanie złoża zakończyło się fiaskiem, co widać na mapie geologicznej jej otoczenia. Jak pokazano na Ryc. 1, złożo bryłowe w rejonie poprzeczni Mina wyklinowuje się. Schematyczne przedłużenie jej północnej końcówki o długość analogiczną jak w przypadku sąsiednich poprzeczni zakończyło się uruchomieniem dopływu wód do chodnika.

Pojawia się jednak kolejne pytanie, dlaczego ostatnie około 20 metrów chodnika prowadzono w skałach otuliny iłowo-gipsowej, choć z doświadczenia wiadano, że są to skały graniczne dla złoża?

W archiwum Działu Mierniczo-Geologicznego Kopalni znajdują się mapy geologiczne i przekroje wyrobisk wykonane w latach 20. XX wieku (Ryc. 2 i 3). Na mapie przedsta-

wiającej poprzeczną Mina widać zaznaczone na jej ostatnim odcinku utwory złoża bryłowego, co świadczy o nieprawidłowym rozpoznaniu skał (Kawecki W. i Tatar K. 1927-1928; Kawecki W. 1927). Podczas drążenia ostatnich metrów chodnika prawdopodobnie nie było odpowiedniego nadzoru osób mających doświadczenie w rozpoznawaniu skał złoża. Być może odcinek ten powstał podczas I wojny światowej, a brak nadzoru był konsekwencją powołania do wojska około 1000 pracowników kopalni, w tym kompetentnych górników (Müller A. 1934). Braki kadrowe były w kopalni tak duże, że zatrudniono w niej, omijając Konwencję Genewską, jeńców z armii serbskiej. Istnieje możliwość, że ostatnie północne kilkadziesiąt metrów chodnika wykonywano w latach 1914-1917 przy nie w pełni wykwalifikowanym nadzorze.

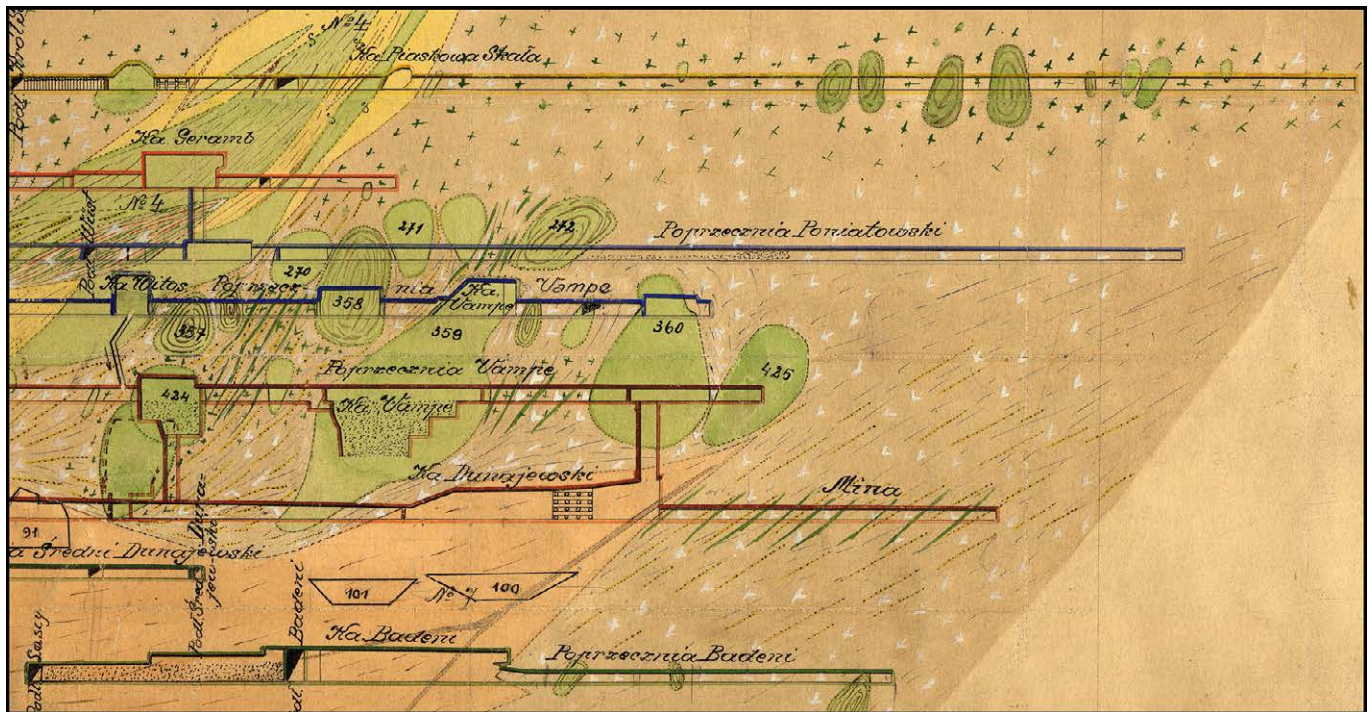
Drugim umownym okresem poprzedzającym awarię w poprzeczni Mina są lata 1917-1949. W 1935 roku po raz pierwszy w zachowanych dokumentach kopalni pojawia się informacja o zarejestrowaniu wycieku w poprzeczni (Ryc. 4). Na mapie z tego roku wyciek nosi numer 48, a w zamieszczonej obok tabelce podana jest jego wydajność  $0,996 \text{ dm}^3/\text{min}$  oraz nasycenie  $240 \text{ g/dm}^3 \text{ NaCl}$  (Plany poziomów kopalni Wielickiej, 1935). Kolejne dokumenty, w których podane



**Ryc. 2.** Wycinek mapy geologicznej górotworu w rejonie poprzeczni Mina z końca lat 20. XX w. Zwraca uwagę nieprawidłowy profil ostatnich kilkudziesięciu metrów poprzeczni, ukazany w postaci utworów złoża bryłowego. W rzeczywistości poprzecznia przechodzi na swym ostatnim odcinku przez otulinę iłowo-gipsową i kończy swój bieg w utworach chodenickich. Pomarańczową linią zaznaczono rozpoznaną w 1992 roku granicą złoża.

**Fig. 2.** A section of the geological map of the rock mass of the Mina Cross-corridor produced in the late 1920's. Notice a wrong profile of the final stretch of the cross-corridor, shown in the form of a lump deposit. In fact, the cross-corridor was cutting through the silt and gypsum jacket in that area and ended in the Chodenice formation. The orange line marks the deposit boundary identified in 1992.

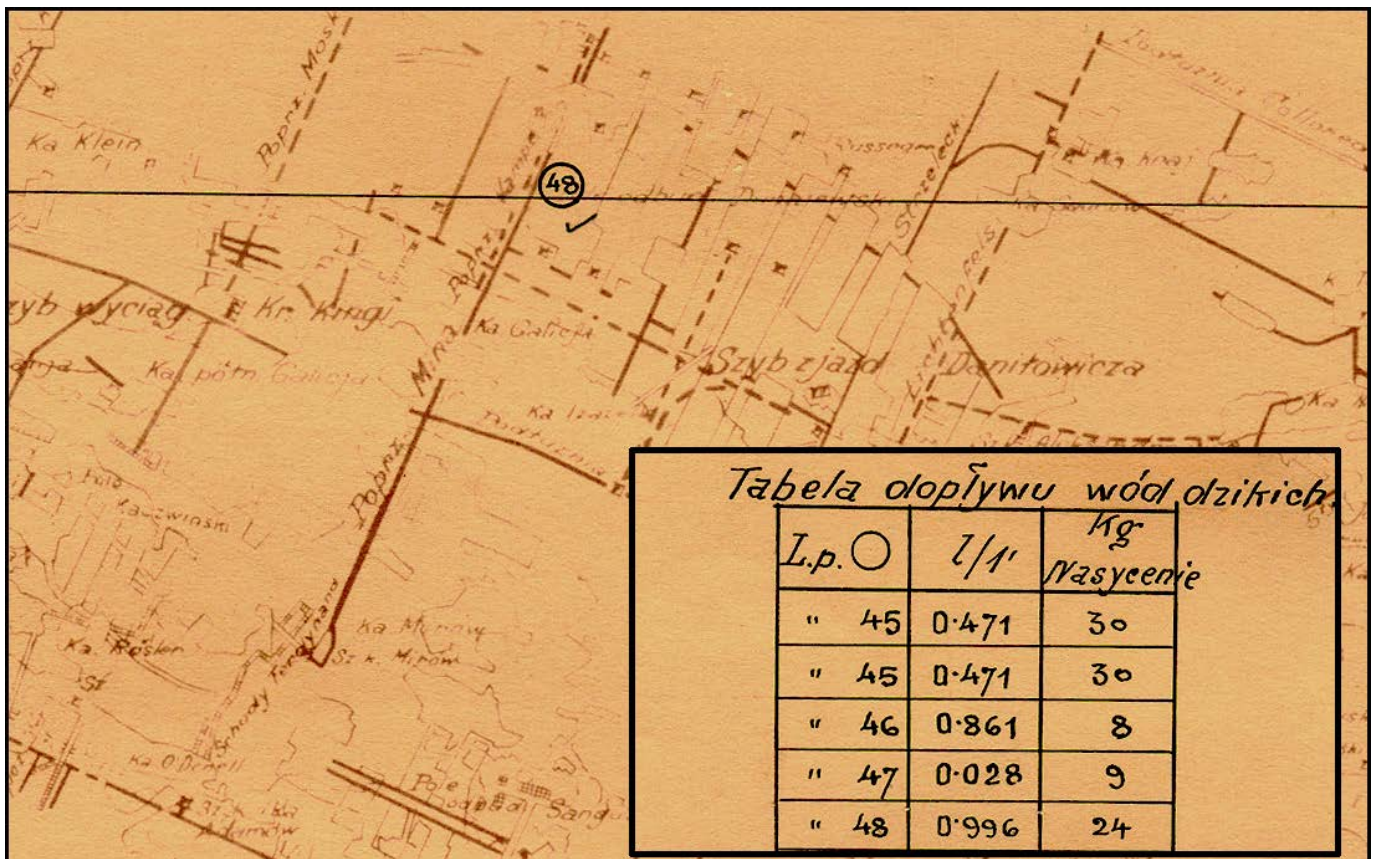




Ryc. 3. Wycinek przekroju geologicznego nr 5 z roku 1927 autorstwa W. Kaweckiego. Na nim także końcowe metry poprzeczni rozcinają utwory złoża bryłowego, co jest interpretacją nieprawidłową.

Fig. 3. Cross-section no. 5 designed by W. Kaweck in 1927.

Also here, the final metres of the cross-corridor penetrated the lump deposit, which was a wrong interpretation.



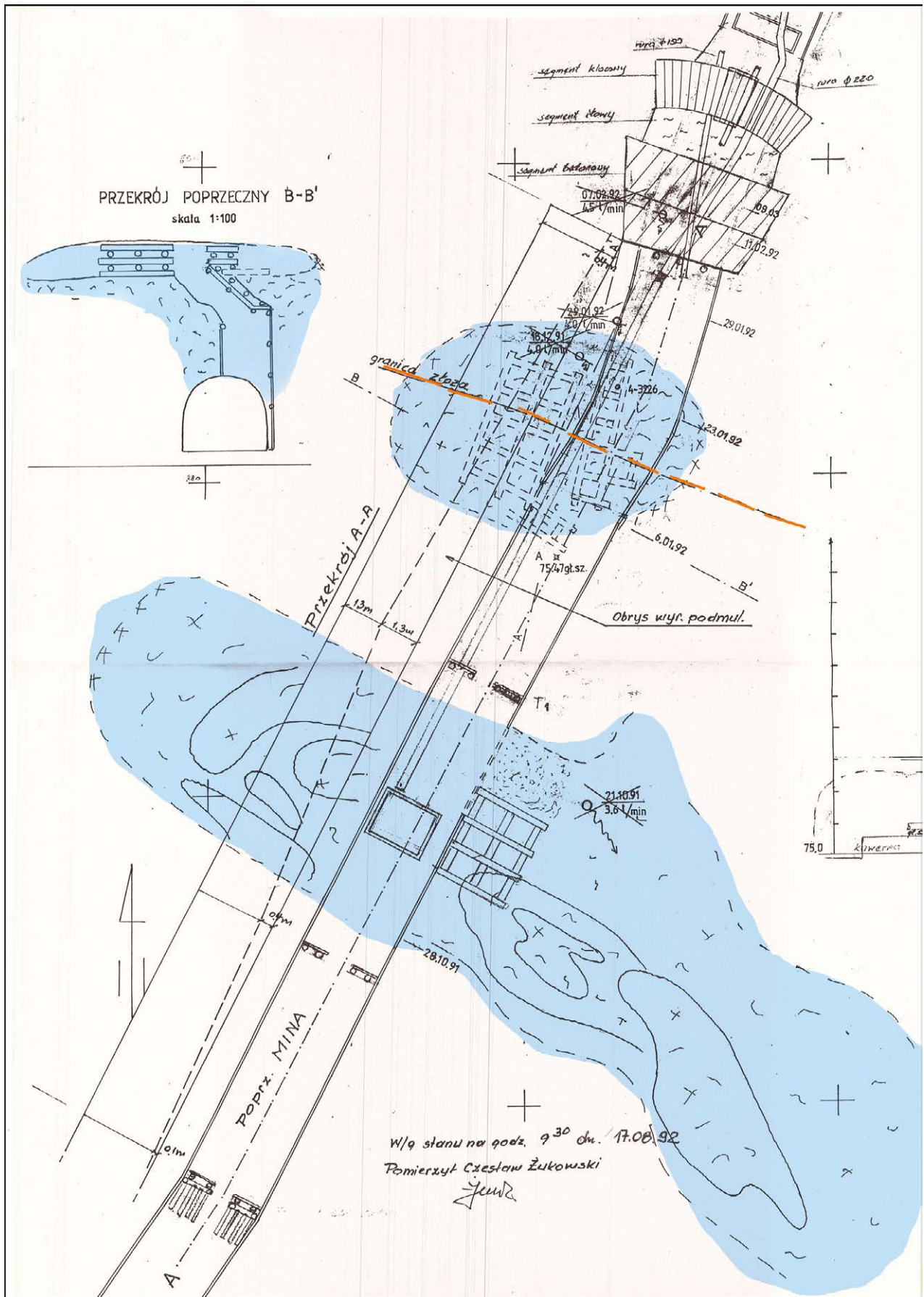
Ryc. 4. Wycinek mapy z okresu międzywojennego (ok. 1935 r.), na której pod numerem 48 zaznaczono wyciek w poprzeczni Mina.

W tabeli widnieją ówczesne parametry fizyko-chemiczne wycieku.

Fig. 4. Part of a map (ca. 1935) showing the leak (no. 48) in the Mina Cross-corridor.

The Table presents the physical and chemical parameters of the leak.





Ryc. 5. Mapa końcówki poprzeczni Mina z okresu akcji ratowniczej w 1992 roku.

Kolorem niebieskim zaznaczono stwierdzone podczas przebudowy chodnika rozległe rozługowania i rozmycia górotworu.

Fig. 5. Map of the end section of the Mina Cross-corridor drafted during the rescue operation period (1992).

Blue areas mark leached and dissolved rock mass identified during the corridor reconstruction works.

są dane o wycieku, pochodzą z okresu okupacji hitlerowskiej oraz lat zaraz po wojnie. W 1944 roku wydajność wycieku wynosiła 1,2 dm<sup>3</sup>/min., a jego nasycenie wynosiło 105 g/dm<sup>3</sup>. W 1948 roku wielkość wydatku osiągnęła 1,5 dm<sup>3</sup>/min. przy nasyceniu 107 g/dm<sup>3</sup> NaCl (Dzikie dopływy w kopalni w Wieliczce – 1943-1944, 1948-1957).

Rok 1949 można uznać za pewną granicę w historii poprzeczni, bowiem w dokumentach pojawia się notatka o niebezpiecznym dojściu do wycieku. Informacja ta świadczy, że dopływ wód do poprzeczni ówczesnie nie był uznawany za zagrażający kopalni, ponieważ dopuszczono do pogorszenia się stanu technicznego jej północnej końcówki.

Okres od około 1949 roku do końca lat 80. to czas, kiedy to w wyniku stopniowo pogarszającego się stanu wyrobiska nienasycone wody dopływające do poprzeczni nie były odprowadzane i migrowały na niższe poziomy kopalni. W 1957 roku stwierdzono, że wyciek miał wydatek około 2,2 dm<sup>3</sup>/min. przy nasyceniu około 110 g/dm<sup>3</sup> NaCl. W latach 1969-1970 wypływ oscylował w granicach 1,2 dm<sup>3</sup>/min., a nasycenie wynosiło około 300 g/dm<sup>3</sup> NaCl. Tak wysokie nasycenie świadczy, że próby do analiz chemicznych pobierano już w oddaleniu od miejsca dopływu wód do chodnika. W 1971 roku stwierdzono brak możliwości dojścia do wycieku (Książka wycieków kopalnianych nr 1. 1969 – 1982).

Przyczyn stopniowego pogarszania się stanu technicznego chodnika należy upatrywać, obok zaniedbań w jego utrzymaniu, w rabunkowej eksploatacji złoża prowadzonej w latach powojennych. W rejonie pod zespołem dziewiętnastowiecznych komór Dunajewski ulokowano komory ługownicze nr 100, 101, 102, co znacznie pogorszyło stateczność tej partii górotworu.

Nieujęte, nienasycone wody dopływające do poprzeczni Mina migrując na niższe poziomy kopalni ługowały skały solne w jej centralnej części, w rejonie pomiędzy szymbami Kinga i Daniłowicz. Wyciek z poprzeczni Mina odbierano w pochylni Badeni na poziomie V jako wyciek WV-11. Z uwagi na postępującą degradację górotworu nienasyconymi wodami sprawa ujęcia wycieku w poprzeczni Mina stawała się coraz bardziej pilna. Słuszność decyzji o podjęciu prac związanych z likwidacją zagrożenia wodnego związanego z wyciekami WIV-27 potwierdziły obserwacje poczynione podczas przebudowy poprzeczni Mina w latach 90. Stwierdzono wówczas w górotworze obecność rozległych rozłogowań i kawern (Ryc. 5).

Decyzja o odbudowie chodnika i ujęciu wycieku została podjęta w latach 80. Na jej realizacji zaciążył jednak obowiązujący wówczas schematyzm.

W polskich kopalniach soli w latach 80. XX wieku obowiązywała opracowana przez Zjednoczenie Kopalnictwa Surowców Chemicznych „Instrukcja określająca zasady prowadzenia robót górniczych w warunkach zagrożenia wodnego w podziemnych kopalniach soli” z dnia 30 grudnia 1981 roku.

Powstała ona po katastrofie w kopalni Wapno w 1977 roku. Zawierała ona „rygory i wytyczne, które kierownik ruchu zakładu górniczego obowiązany jest dostosować do warunków i potrzeb sytuacji zagrożenia wodnego”. W § 4 tej instrukcji widnieje zapis: „Do generalnych zasad na których powinny opierać się prace projektowe i prowadzenie robót górniczych w kopalniach soli w warunkach zagrożenia wodnego należy:

1. Zapobieganie powstania ruchu cieczy w złożu
2. W razie powstania ruchu cieczy, działania zamierzające do zahamowania i likwidacji wycieku lub ujęcia go w strefie poza złożem” (Zjednoczenie Kopalnictwa Surowców Chemicznych 1981).

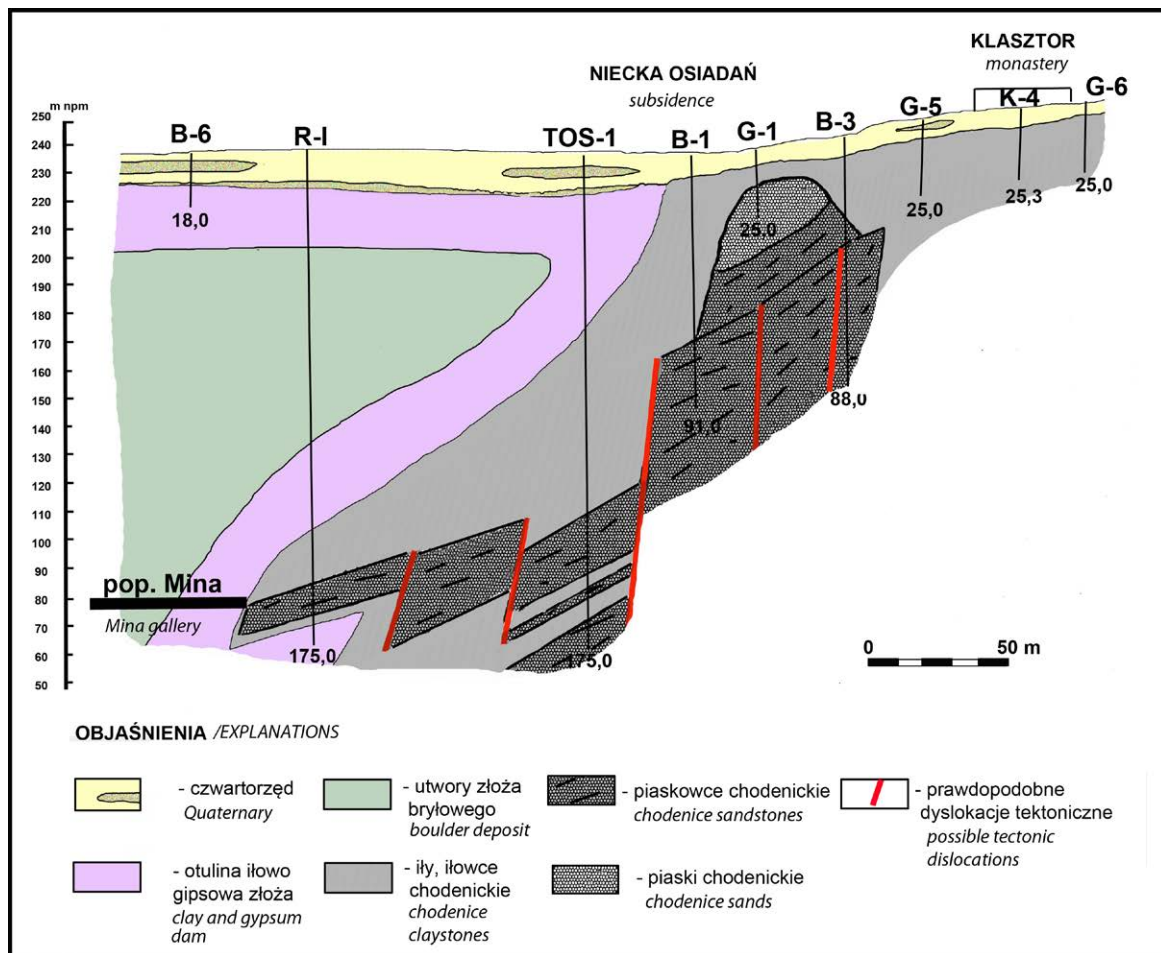
Zapis ten obligował Kopalnię Soli „Wieliczka” do prowadzenia robót zmierzających do likwidacji zagrożenia wodnego w postaci odbudowy poprzeczni i ujęcia wycieku w miejscu jego wystąpienia, czyli w strefie granicznej złoża. Ścisła realizacja zapisu tej instrukcji doprowadziła w nocy z 13 na 14 kwietnia 1992 roku do uruchomienia katastrofalnych dopływów słodkiej wody do poprzeczni.

Wodonośnymi utworami w profilu warstw chodenickich jest seria piaszczysta reprezentowana przez piaskowce drobnoziarniste, słabo zwarte, zailone i pylaste. W wyniku wielu procesów, które doprowadziły do ukształtowania się złoża solnego, piaskowce te zostały silnie sfałdowane i spękane, zwłaszcza w przygranicznej strefie na północnym przedpołu złoża. Miejscami zostały także głęboko wciągnięte pod złożo solne. Piaskowce te stanowią dobry kolektor dla wody, a poprzez występujące w nich spękania i szczeliny możliwe jest jej krążenie w górotworze. Generalnie jednak piaskowce te tworzą w warstwach chodenickich nieciągłe horyzonty wodonośne, których kontakty hydrauliczne są często ograniczone i trudne do rozpoznania (d’Obyrn K., Przybyło J. i Zuber A. 1995).

Na przedpołu poprzeczni Mina piaskowce i piaski chodenickie przylegają do utworów otuliny iłowo-gipsowej na wysokości poprzeczni i sięgają niemal do utworów czwartorzędowych (Ryc. 6). Tworzą lokalny system wodonośny, a ciśnienia hydrauliczne, które rejestrowano na tamie wodnej po zamknięciu dopływu wód do poprzeczni Mina w 2007 roku, sięgały 16 MPa. Piaskowce chodenickie z uwagi na charakter ich spoiwa ulegają bardzo łatwej dezintegracji. Fakt ten wraz z towarzyszącymi im zjawiskami destrukcji terenu miał bardzo istotne znaczenie dla opanowania dopływów wód do poprzeczni (Garlicki A. i Wilk Z. 1993).

Utwory otuliny iłowo-gipsowej to iłowce pylaste o słabych parametrach wytrzymałościowych, w pewnym stopniu skawerniałe, a na dodatek w rejonie poprzeczni Mina osłabione poeksploatacyjnym, a także powstałym po zaciśnięciu się końcowego odcinka poprzeczni odprężeniem górotworu. Zaprojektowana w drugiej połowie lat 80. przebudowa chodnika przewidywała jego odbudowę w standardowo stosowanych wówczas górniczych gabarytach (Ryc. 7). Prowadzenie inten-





Ryc. 6. Schematyczny przekrój przez górotwór w rejonie przedpoła poprzeczni Mina. Zestawił J. Przybyło, 1995, aktualizacja 2016 r.  
 Fig. 6. A rock mass cross-section in the area of the Mina Cross-corridor. Designed by Jerzy Przybyło (1995) and updated in 2016.

sywnych prac górniczych na końcowym odcinku poprzeczni, przechodzącym przez skały otuliny ilowo-gipsowej, przy dużym naporze hydraulicznym wód spowodowało wdarcie się ich do wyrobisk kopalni.

Nasuwa się pytanie, dlaczego prace w poprzeczni prowadzono w początkowych latach 90. według ustalonego w latach 80. schematu?

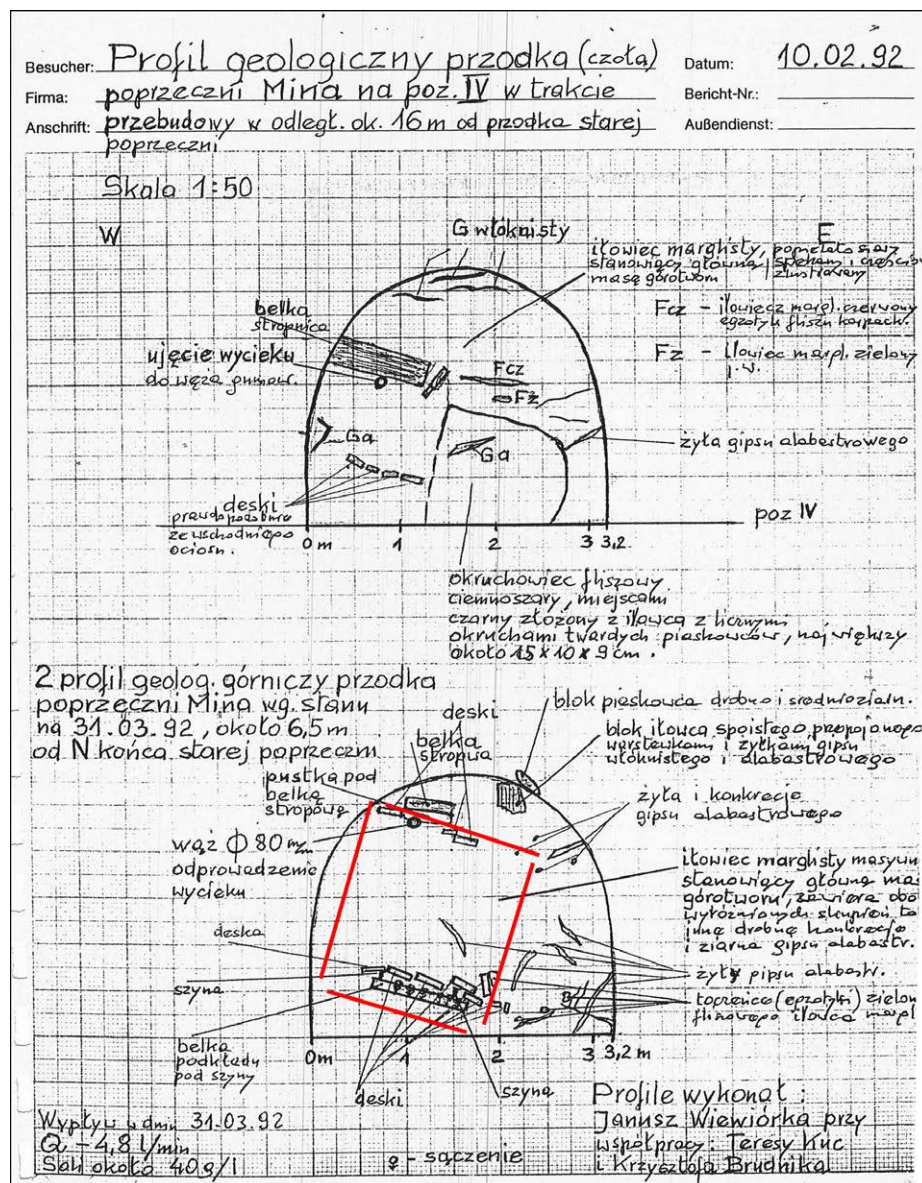
Projektując przebudowę poprzeczni Mina prawdopodobnie kierowano się doświadczeniami z wcześniejszych prac związanych z likwidacją zagrożenia wodnego kopalni, w tym z ujęciem wycieku z komory Z-32 zlokalizowanej pomiędzy poziomami V i VI. Prace te prowadzono „idąc” wyrobiskami za wodą, co zakończyło się sukcesem. Utwory chodenickie zasilające wyciek WVI-32 są jednak inaczej wykształcone w stosunku do utworów zasilających wyciek WIV-27, między innymi w rejonie komory Z-32 są bardziej zwięzłe.

Na przełomie lat 80 i 90. w Polsce doszło do politycznego przełomu i zmian gospodarczych. W związku z tym oraz przewidywanymi zmianami systemu emerytalnego z kopalni odeszła grupa pracowników, którzy osiągnęli już stosowne uprawnienia. Ich miejsce zajęli znacznie młodsi pracownicy o przeciętnym wieku około 30 lat, z odpowiednią wiedzą

i kwalifikacjami, lecz o znacznie mniejszym doświadczeniu. Prace zaplanowane w poprzedniej dekadzie prowadzono niejako z rozpędu, bez ich późniejszej weryfikacji.

W kwietniu 1992 roku przebudowa chodnika dobiegła końca, zostało jeszcze 3,5 m do osiągnięcia pierwotnego jego czoła. Wypływ był już ujmowany i odprowadzany, charakteryzował się wydatkiem około 5 dm<sup>3</sup>/min. 11 kwietnia stwierdzono wzrost wypływu do około 20 dm<sup>3</sup>/min. Decyzją kopalnianej komisji do spraw zagrożeń wodnych prace w poprzeczni wstrzymano, ale było już za późno na wprowadzenie radykalnych zmian. W nocy z 13 na 14 kwietnia Mina wybuchła.

Z uwagi na pulsacyjny ich charakter oraz wynoszenie materiału skalnego z górotworu leżącego na przedpołu poprzeczni, katastrofalne dopływy wód do poprzeczni Mina, uruchomione w kwietniu 1992 roku, były trudne do opanowania. Skutkowało to problemami technicznymi w odbiorze wody w kopalni, a także zaistniała jesienią 1992 roku destrukcja terenu (Fot. 1). Sytuację opanowano w kolejnych latach, kiedy to wypracowano nową metodę likwidacji zagrożenia wodnego w kopalni. Zrezygnowano z prób dojścia do źródeł wypływu wód, co nakazywała wspomniana wcześniej in-



Ryc. 7. Profil czoła poprzeczni Mina z okresu prac w lutym i marcu 1992 roku autorstwa Janusza Wiewiórki. Czerwonym kolorem zaznaczono zarys przebudowanej „starej” poprzeczni. Zwraca uwagę większy profil przebudowy chodnika.

Fig. 7. Profile of cross-face of Mina corridor from the period of works in February and March 1992 by Janusz Wiewiórka. Red color highlights the outline of the rebuilt „old” transverse.

struktura Zjednoczenia Kopalnictwa Surowców Chemicznych, a przyjęto odmienną strategię, polegającą na oddalaniu się od nich. Realizuje się to przez wodoszczelną likwidację wyrobisk zagrażających wdarcie się wód oraz wzmacnianie skał je otaczających poprzez iniekcje zaczynów ilowo cementowych (Gonet A., Brudnik K. i Stryczek S. 1997; Brudnik K., Przybyło J. i Winid B. 2006).

Awaria, a później katastrofa w poprzeczni Mina, wywarła olbrzymi wpływ na oblicze Kopalni Soli „Wieliczka”, w bardzo dużej mierze, paradoksalnie, pozytywny.

Jej zaistnienie uświadomiło ogrom problemów związanych z egzystencją kopalni i czynników jej zagrażających. Uzmysłowiła konieczność dotowania przez państwo zakładu w celu nie tylko ratowania bezcennego zabytku, ale także za-

pewnienia bezpieczeństwa miastu nad nim położonego. Efektem tego była restrukturyzacja zakładu, co doprowadziło do powstania nowoczesnej firmy o istotnym znaczeniu gospodarczym w Małopolsce. W toku prowadzonych prac opracowano nowoczesne metody likwidacji zagrożenia wodnego w górnictwie solnym, odstępując przy tym od sztywnych doktrynalnych obowiązujących wcześniej zaleceń. Kopalnia także nawiązała ściślejsze więzi ze światem nauki, co w rezultacie przyczyniło się do lepszego rozpoznania budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych złoża oraz utworów go otaczających. Prowadzone w poprzeczni Mina i zakończone sukcesem nowoczesne prace górnicze oraz wiertnicze przyczyniły się do wzrostu kwalifikacji wielkich górników solnych i związanej z tym odbudowy poczucia ich dumy.





**Fot. 1.** Centrum niecki osiadań powstałej po katastrofalnych wypływach jesienią 1992 roku. Fot. Jerzy Przybyło.  
**Photo 1.** The sinkhole centre that developed after the catastrophic leak in the autumn of 1992. Picture taken by Jerzy Przybyło.

#### LITERATURA/ REFERENCES

- Praca zbiorowa, 1935. Plany poziomów kopalni Wielickiej z oznaczeniem dzikich dopływów wód do kopalni. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- Praca zbiorowa. Dzikie dopływy w kopalni w Wieliczce -1943-1944, 1948-1957. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- Książka wycieków kopalnianych nr 1. 1969-1982. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- Praca zbiorowa, 1981. Instrukcja określająca zasady prowadzenia robót górniczych w warunkach zagrożenia wodnego w podziemnych kopalniach soli. Zjednoczenie Kopalnictwa Surowców Chemicznych, 30 grudnia 1981, Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- BRUDNIK K., PRZYBYŁO J., WINID B. 2006. Zawodnienie złoża soli Wieliczka na podstawie stanu wycieków kopalnianych. *Wiertnictwo Nafta Gaz* Tom 23 (1):101-109. AGH Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne, Kraków
- d’OBYRN K., PRZYBYŁO J., ZUBER A. 1995. Wyniki badań znacznikowych otworach na przedpolu poprzeczni „Mina” Kopalni Soli w Wieliczce. W: Szczepańska J., Szczepański A., Kulma R. (red.), *Współczesne problemy hydrogeologii*, 7 (2):135-142, Wydawnictwo Profil, Kraków
- GARLICKI A., WILK Z. 1993. Geologiczne i hydrogeologiczne tło awarii na poziomie IV Kopalni Soli „Wieliczka”. *Przegląd Geologiczny* 41 (3):183-192
- GAWĘŁ A. 1962. Budowa geologiczna złoża solnego Wieliczka. *Prace Instytutu Geologicznego* 30 (3): 1-85, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- GONET A., BRUDNIK K., STRYCZEK S. 1997. Zabezpieczenie Kopalni Soli „Wieliczka” przed zagrożeniem wodnym w otoczeniu poprzeczni „Mina”. *Bezpieczeństwo Pracy i Ochrona Środowiska w Górnictwie, Miesięcznik WUG* 12 (40):20-27.
- KAWECKI W., TATARA K. *IV poziom „Rittinger” w kopalni soli w Wieliczce*. Skala 1:1000, 1927 lub 1928. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- KAWECKI W. *Przekrój poprzeczny no. 5, Wieliczka*, listopad 1927. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- WIEWIÓRKA J. 1988. *Warunki geologiczne eksploatacji soli w żupach krakowskich*. Dzieje Żup Krakowskich, Muzeum Żup Krakowskich, Wieliczka
- WIEWIÓRKA J. JAWORSKI W. KUROWSKI R. 1993. Opis historyczny drążenia poprzeczni Mina i związanego z tym zagrożenia wodnego kopalni Soli Wieliczka (1815-1992). Zakład Badań i Usług Specjalistycznych „GEOINFOTEST”, Kraków. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.





# Deformacje powierzchni terenu w aspekcie wycieku „Mina” w Kopalni Soli „Wieliczka”

## *Land surface deformations with regard to the “Mina” leak in the Wieliczka Salt Mine*

Paweł ULMANIEC<sup>3</sup>, Krzysztof PARASZCZUK<sup>2</sup>,  
Agnieszka MALINOWSKA<sup>1</sup>, Ryszard HEJMANOWSKI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków,

<sup>2</sup>Okręgowy Urząd Górniczy w Krakowie, ul. Lubicz 25, 30-001 Kraków,

<sup>3</sup>Kopalnia Soli „Wieliczka” S.A., Park Kingi 1, 32-020 Wieliczka

### STRESZCZENIE

Naruszenie granicy złoża w poprzeczni Mina na IV poziomie kopalni skutkowało ujawnieniem się wycieku, a w kwietniu 1992 roku wdarciem wód. Spływ wód spowodował wykształcenie lejki depresji i zjawisko sufozji. Woda wymywała materiał skalny, udrażniając i tworząc system szczelin oraz pustek, cyklicznie wypełniający się i opróżniający. Skutkiem tego procesu były pojawienie się niecki osiadań, a długotrwały drenaż utworów wodonośnych spowodował wyniesienie dużych ilości drobnego materiału skalnego. Zamknięcie wycieku w 2007r. spowodowało proces przywracania naturalnych warunków hydrogeologicznych. Skutkiem tego procesu było pojawienie się wypiętrzeń na powierzchni terenu.

Wpływy obu tych procesów były od początku obserwowane w ramach badania deformacji powierzchni i górotworu metodami geodezyjnymi ale także przez pomiary zwierciadła wody w piezometrach. Analiza i interpretacja wyników tych badań doprowadziły do szeregu bardzo istotnych spostrzeżeń i wniosków. W niniejszym artykule przedstawiono tło obserwowanych zjawisk i wyniki wspomnianych.

**Słowa kluczowe:** monitoring przemieszczeń, deformacje powierzchni i górotworu, wypiętrzenia powierzchni,

### ABSTRACT

The mining operation close to the salt deposit boundary at Mine 4's level resulted in water leakage the introduction of water (April 1992). Water flow caused the depression cone

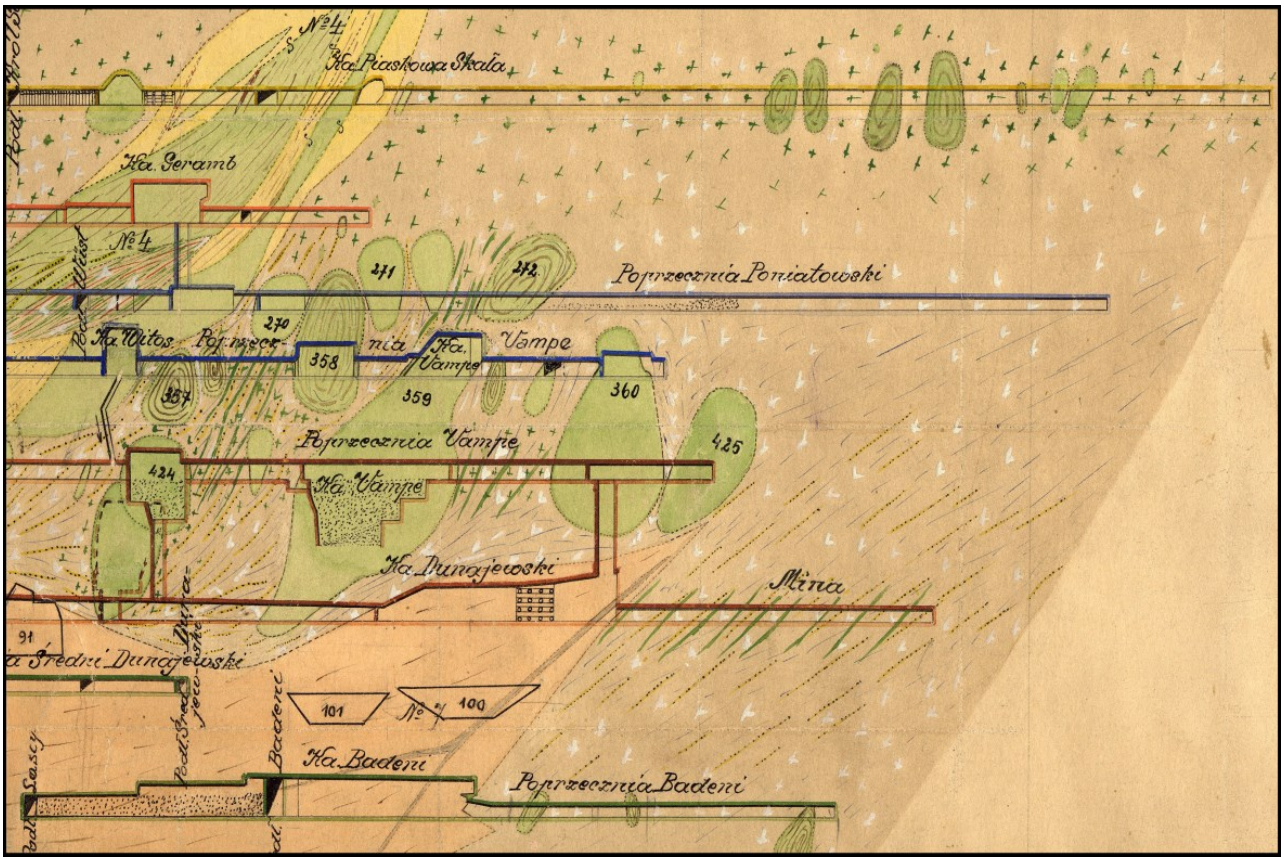
and mechanical suffosion on the terrain surface. Water washed out the rock material creating a system of gaps and voids. The result of this process was development of subsidence troughs, and long-term drainage of aquifers. Closing the water leak in 2007 caused the process of restoring natural hydrogeological conditions. The result of this process was the terrain uplift.

The effects of both these processes were observed from the beginning as part of the surveying of terrain surface and rock deformation. The hydrological measurements of the water table in piezometers was also provided. The analysis and interpretation of the results of these studies has led to a number of very important observations and conclusions. This article presents the background of the observed phenomena and the premises for the future.

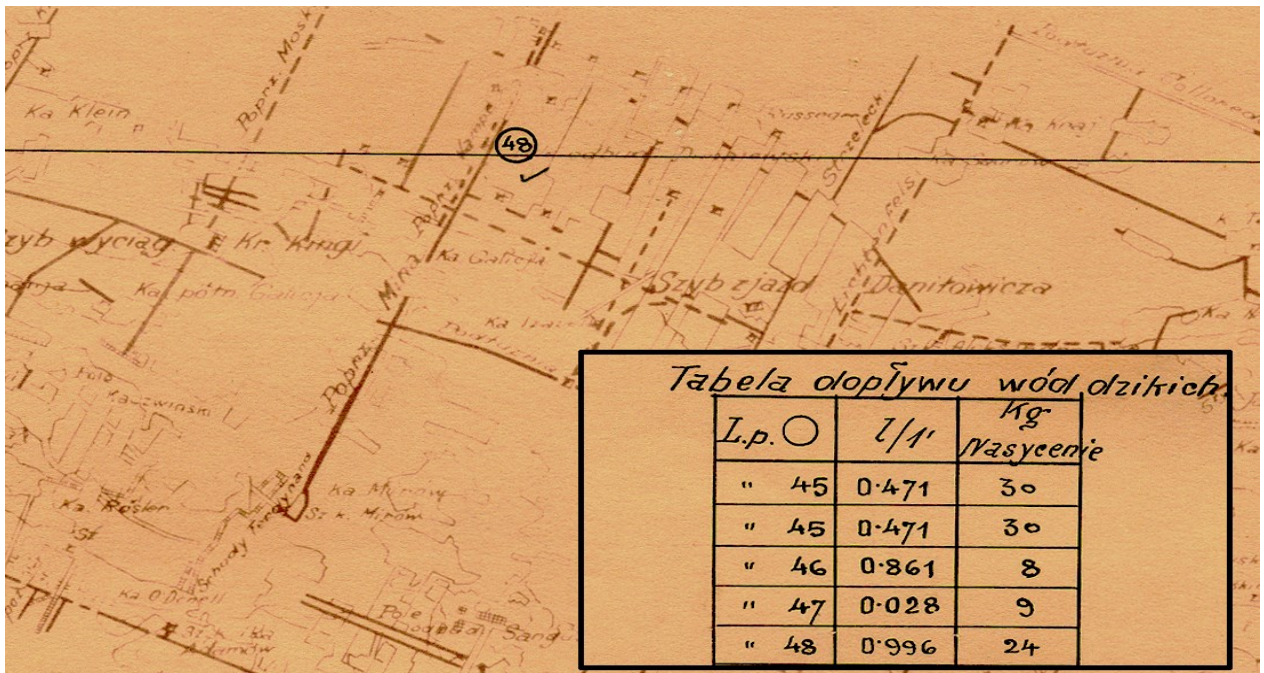
**Key words:** displacement monitoring, surface and rock deformation, surface uplift,

### WSTĘP

Aby dokładnie przedstawić stany procesu deformacji, jakie zaszły na powierzchni terenu a w tym przypadku bezpośrednio nad wyciekem w poprzeczni Mina należy przybliżyć genezę powstania wycieku, ponieważ to on miał bezpośredni wpływ na powstanie niecki obniżeniowej i licznych deformacji, jakie można było zarejestrować bezpośrednio po wypływie. Wyciek WIV-27 zlokalizowany jest w czole poprzeczni Mina na poziomie IV Kopalni Soli „Wieliczka”. Jego genezę należy wiązać z ostatnim okresem jego drążenia. Dla zobrazowania i usytuowania poprzeczni względem



Ryc. 1. Wycinek przekroju poprzecznego nr 5 z 1927 r.  
Fig. 1. Cross-section of water leakage No. 5 in 1927



Ryc. 2. Wycinek dopływu wód „dzikich” poziomu IV z zaznaczonym wyciekem w poprzeczni Mina (nr 48)  
Fig. 2. Water leakage of 'wild waters' level I, marked in Mina drift (No. 48)





Ryc. 3. Wycinek mapy sytuacyjno – wysokościowej powierzchni  
(zaznaczone otwory R-I i R-II)

Fig. 3. Part of the land survey and height map (R-I and R-II were marked in red)

innych wyrobisk znajdujących się w złożu bryłowym posłużono się wycinkiem z przekroju poprzecznego wykonanego w 1927 r. (Ryc. 1) (Ulmaniec, 2004).

Prawdopodobnie tuż przed I wojną światową przekroczone otulinę ilowo gipsową i naruszono północną granicę złoża. Pierwsze archiwalne informacje o wycieku pochodzą z 1935 r. (Ryc. 2.)

Wyciek charakteryzował się wtedy wydatkiem około 1 l/min i nasyceniem 240 g/l NaCl. Systematyczne odwadnianie wycieku prowadzono do około 1951 r., później z uwagi na pogarszający się stan poprzeczni Mina, ograniczono się jedynie do kontroli prowadzonych do 1970 r. Prowadzenie późniejszych obserwacji uniemożliwiło zawalenie się chodnika, a tym samym stracono kontrolę nad wyciekiem.

W latach 1990 – 1992 według ściśle opracowanego projektu prowadzono przebudowę chodnika w celu ponownego ujęcia znajdującego się w jego czole wycieku WIV-27. Następstwem tych w zamierzeniu słusznych działań był początkowo od 13.04.1992 r. słaby dopływ wód do poprzeczni Mina rzędu około 4-5 l/min zlokalizowany i ujęty około 40 m przed czołem poprzeczni. Przebudowę chodnika kontynuowano nadal i 7.04.1992 r. około 3,5 m przed osiągnięciem czoła dawnego chodnika zaobserwowano wzrost wydatku wody do około 20 l/min.

W związku z tą sytuacją przebudowę wstrzymano. W dniu 13.04.1992 r. nastąpił gwałtowny wzrost wielkości dopływu oceniany na około 18 – 20 m<sup>3</sup>/h. Pulsacyjny charakter wypływu oraz niesione przez wodę masy skalne, głównie piasku i mułu, utrudniały w pierwszym okresie opanowanie i ujęcie

wycieku. Doraźnie wykonywane ujęcia i rurociągi ulegały szybkiemu zanieczyszczeniu a w konsekwencji niszczeniu, co z kolei prowadziło do zalewania najgłębszego IX poziomu kopalni.

W dniu 30.08.1992 r. zaobserwowano przebicie się wód wokół tamy, na skutek tego ponownie otwarto zasuwę i rozpoczęto prace iniekcyjne w otworze R-I. Dnia 9.09.1992 r. wody ponownie obeszły tamę i rozpoczął się okres olbrzymich pulsacyjnych dopływów wód, o maksymalnym wydatku dochodzącym do 20 tys. l/min (Garlicki i inni, 2008).

#### OBSERWACJE GEODEZYJNE NA POWIERZCHNI

Na skutek wzmożonego dopływu wód do poprzeczni Mina na poz. IV kopalni w dniu 13.04.1992 r. wykonano kontrolny pomiar obniżeń wzdłuż linii geodezyjnej „Daniłowicz” przebiegającej około 150 m na wschód od przodka chodnika Mina. Niwelacja ujawniła pierwsze zmiany na powierzchni w postaci obniżeń rzędu 0,005 m. W związku z zaistniałą sytuacją w rejonie przewidywanych wpływów wycieku zastabilizowano sieć reperów na powierzchni w siatce o bokach 50 x 50 m.

Po wzmożonym wpływie 11-14.09.1992 r. ukształtowała się niecka obniżeń o centrum w rejonie torów kolejowych relacji Kraków – Wieliczka i wartością obniżenia wynoszącą  $W = 0,462$  m. Na powierzchni pojawiły się też pierwsze deformacje nieciągłe w postaci spękań wskazujące na powstanie dużych sił rozciągających (Ryc.4.) oraz wyraźnie tworząca się niecka obniżeniowa w początkowej swojej fazie (Ryc.5.).



Ryc. 4. Spękania gruntu – deformacje nieciągłe w rejonie klasztoru w Wieliczce (Fot. J. Przybyło)

Fig. 4. Earth fractures – monastery in Wieliczka (after J. Przybyło)



Ryc. 5. Niecka osiadań tworząca się w profilu torowiska kolejowego (Fot. J. Przybyło)

Fig. 5. Subsidence along railway tracks after (J. Przybyło)

W ślad za rozwojem niecki następowała dalsza destrukcja powierzchni i dalsze powstawanie deformacji nieciągłych w postaci szczelin o rozwarości do 0,03 m i głębokości kilkunastu metrów. Następstwem tych deformacjami była destrukcja zabudowy i urządzeń infrastruktury kolejowej i podziemnej (Ryc.6.).



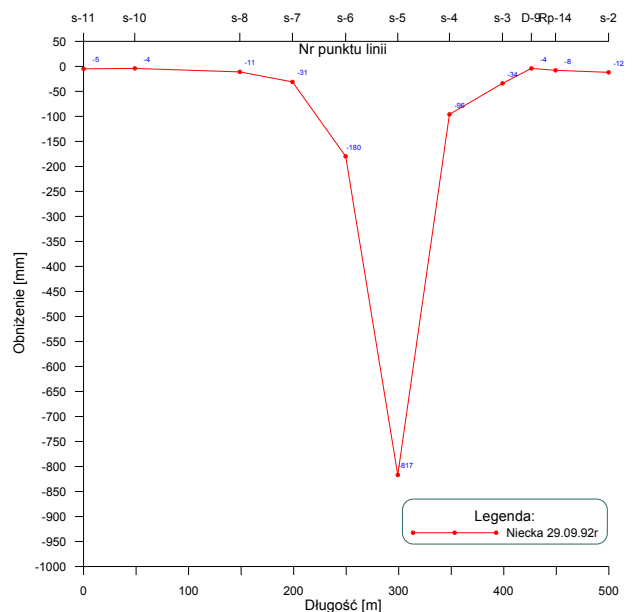
Ryc. 6. Zniszczone tory kolejowe oraz uszkodzony mur klasztorny (Fot. J. Przybyło)

Fig. 6. Deflection along railway tracks and damages to the monastery Wall (after J. Przybyło)

Dla dokładniejszego śledzenia wpływu wycieku na powierzchnię i zabudowę powierzchni w 1993 r. siatkę obserwacyjną zagęszczono (25m x 25 m) oraz zastabilizowano dodatkowe repery na zagrożonych budynkach. Prowadzone obserwacje niwelacyjne uzupełniono także o pomiar kąto-wo-liniowy do badania pozostałych wskaźników deformacji [Ulmaniec, 2004; Szewczyk, 2001].

#### WYNIKI OBSERWACJI GEODEZYJNYCH POWIERZCHNI DO 2007 ROKU

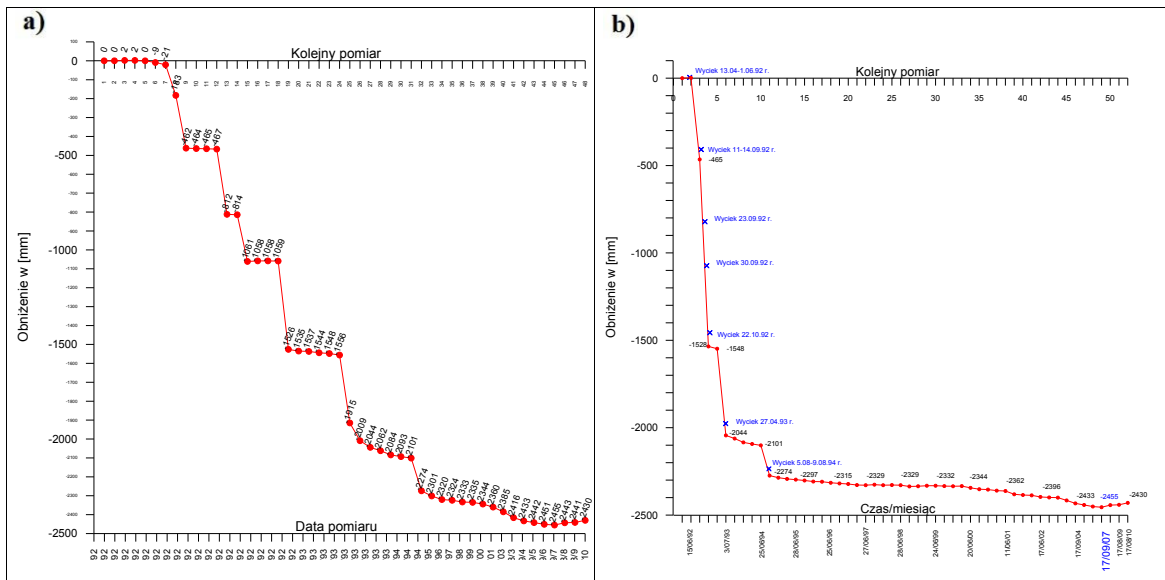
W wyniku zjawiska sufozji od samego początku tzn. od 13.04.1002 r. zaczęła tworzyć się niecka, co obrazuje (Ryc. 7.).



Ryc. 7. Obniżenia wzdłuż linii S-11\_S-2 za okres 13.04.1992 r. – 29.09.1992 r.

Fig. 7. Subsidence along line S-11\_S-2 from 13<sup>th</sup> of April 1992 to 29<sup>th</sup> of September 1992

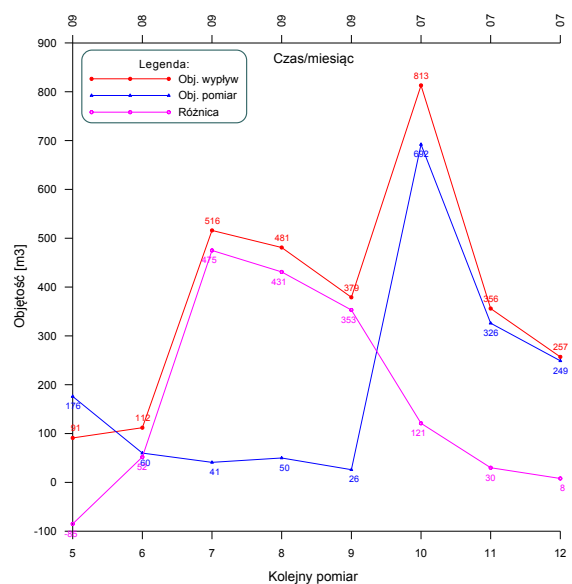




**Ryc. 8.** Obniżenia punktu S-5: a) obniżanie w czasie, b) w czasie w odniesieniu do daty wycieku  
**Fig. 8.** Subsidence of point S-5: a) subsidence in time, b) in time vs date of water leakage

Na wykresie wyraźnie widać kształtujące się centrum niecki w punkcie S-5. Woda wymywała materiał skalny, udrażniając i tworząc system szczelin i pustek, cyklicznie wypełniający się i opróżniający. Dla dokładniejszego zobrazowania charakteru zjawiska powstawania niecki obniżeniowej wykreślono dodatkowo przebieg obniżenia punktu znajdującego się w centrum w zależności od daty pomiaru (Ryc. 7.), oraz od daty gwałtownego wdarcia wody do poprzeczni Mina (Ryc. 8). Z rysunków można odczytać, iż zjawisko miało charakter pulsacyjny tzn. po każdym wypływie następowało znaczne obniżenie punktu, później chwilowe uspokojenie przemieszczeń powierzchni i kolejne obniżenie. Stabilizacja przemieszczeń i zanik pulsacyjnego charakteru ruchów nastąpiła dopiero w 1994 roku. Był to równocześnie końcowy okres fazy dynamicznej wypływu wód.

Długotrwały drenaż utworów wodonośnych spowodował wyniesienie dużych ilości drobnego materiału skalnego. Porównanie tworzącej się niecki z wyniesionym materiałem obrazuje (Ryc. 9). Na podstawie pomiaru niwelacyjnego powierzchni terenu i analiz wynoszenia części stałych (nierozpuszczalnych) przez wyciek prowadzonych przez dział mierzniczo – geologiczny wyznaczono objętości hipotetycznych pustek i porównano z objętościami niecek powstałych w kolejnych latach. Na podstawie wykresu można odczytać, że w początkowej fazie powstawała duża pustka w górotworze, gdyż objętość niecki powstającej na powierzchni była mniejsza od objętości niecki powstającej w wyniku wynoszenia części stałych. Dopiero w 2001 roku objętości te wartościami zbliżyły się do siebie.

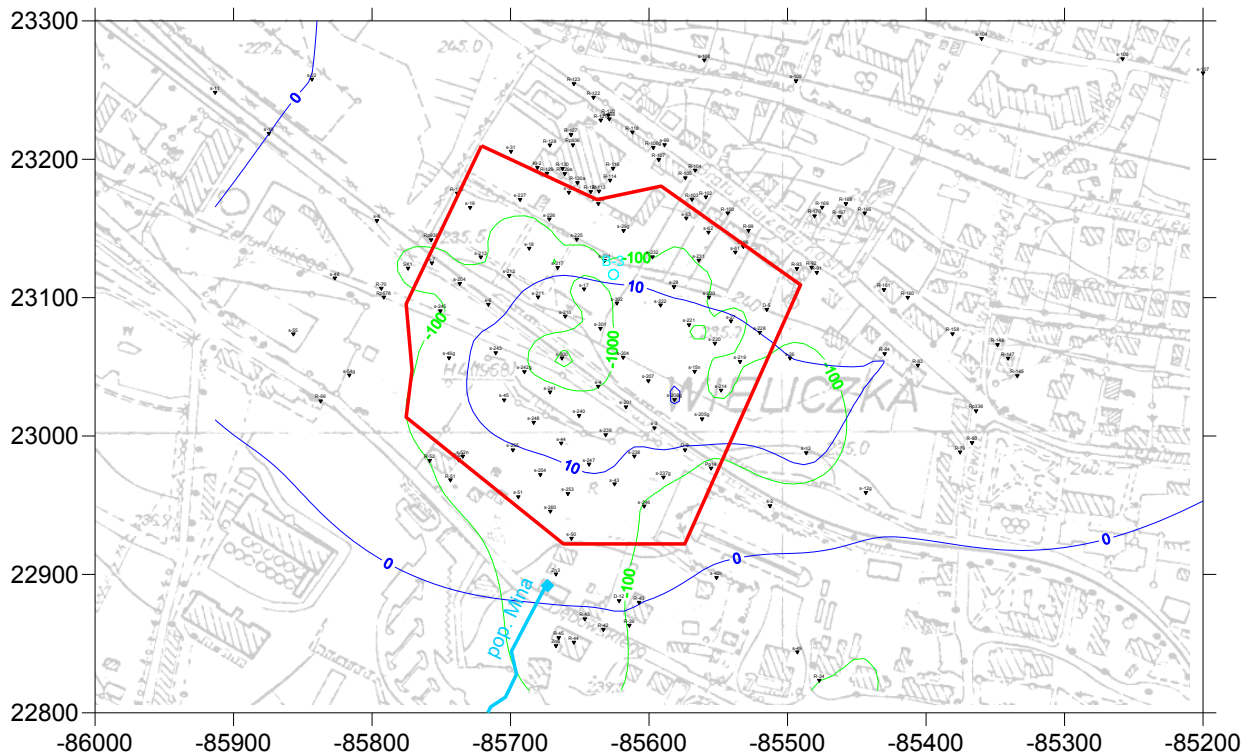


**Ryc. 9.** Wykres porównań przyrostu objętości pustki uzyskanej z analizy wycieku i uzyskanej z pomiaru wypływających cząstek skalnych

**Fig. 9.** Comparison of the void volume in time

#### WYNIKI OBSERWACJI GEODEZYJNYCH POWIERZCHNI PO 2007 ROKU

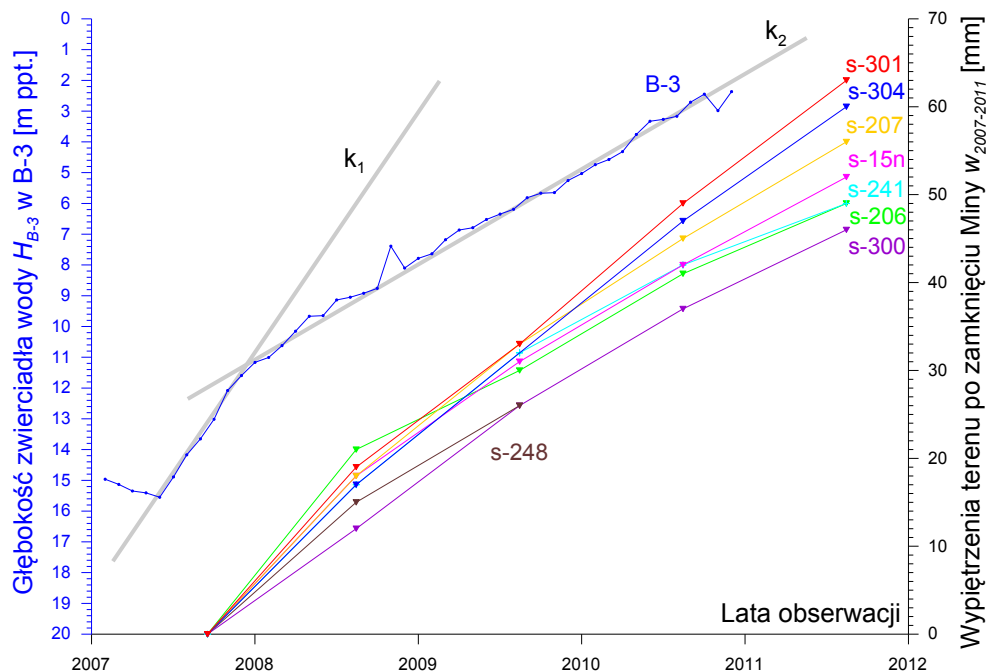
Zamknięcie wycieku 15.10.2007 r. spowodowało proces przywracania naturalnych warunków hydrogeologicznych, podnoszenie poziomu wód z wypełnianiem pustek i nawadnianiem utworów. Wpływ tego procesu na deformację terenu obserwowany jest przez geodezyjne pomiary przemieszczeń pionowych powierzchni. Po zamknięciu wycieku wystąpiło podnoszenie się poziomu zwierciadła wód i wypiętrzanie terenu, obserwowane na dużym obszarze niecki



Ryc. 10. Rozkład wypiętrzeń po zamknięciu wycieku w Minie w okresie 2007 – 2008 w mm wg. (Kortas, 2011)]  
 Fig. 10. Terrain uplift in millimeters after water leakage closure from 2007 to 2008 (Kortas, 2011)

sufozyjnej. Zjawisko wypiętrzeń terenu jest dosyć powszechne, np. w rejonie zlikwidowanych kopalń węgla kamiennego (Stecka, Przybyło, 2014; Vervoort, 2016). Maksimum ruchu stwierdzono na reperze S-206, +21 mm w okresie od 2007 do 2008 r. Obszar wypiętrzeń ponad 10-cio milimetrowych (30 reperów, na powierzchni ok. 6 ha) objął swoim zasięgiem

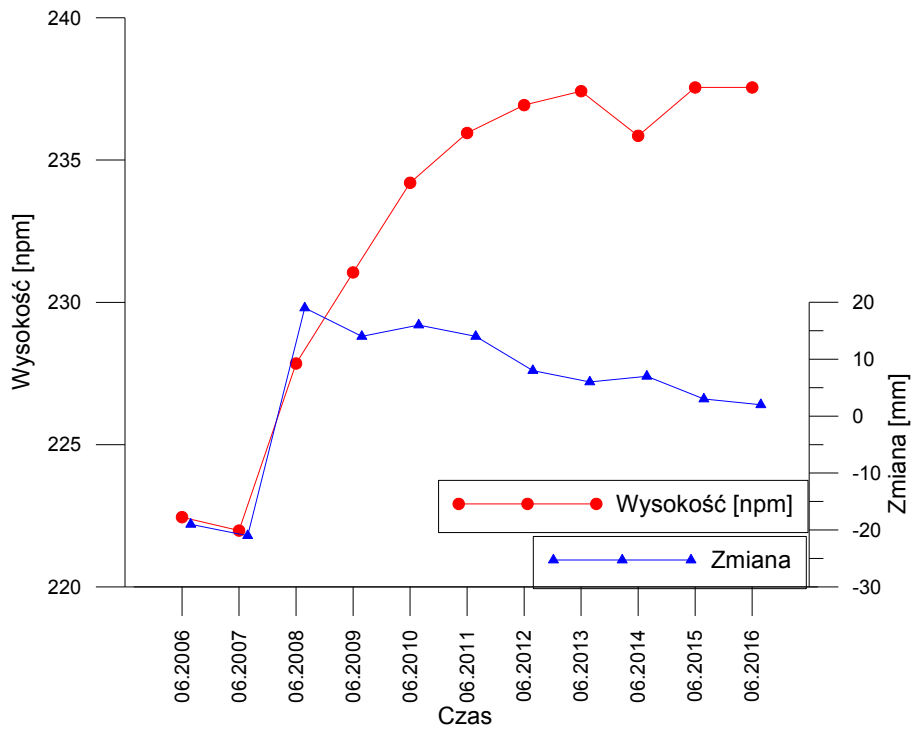
centralną – najgłębszą i wschodnią część niecki sufozycznej. Na (Ryc. 10) pokazano izolinie wypiętrzeń w okresie 2007 – 2008 (kolor granatowy) oraz izolinie osiadań: -100 mm, -1000 mm i -2000 mm w okresie 1992 – 2007 (kolor zielony). Zaznaczono także granice strefy technicznego zabezpieczenia (kolor czerwony) (Kortas, 2011).



Ryc. 11. Wyniki obserwacji głębokości zwierciadła wody w otworze B-3 i wypiętrzenia reperów po zamknięciu wycieku w poprz. Mina wg. (Kortas, 2011)

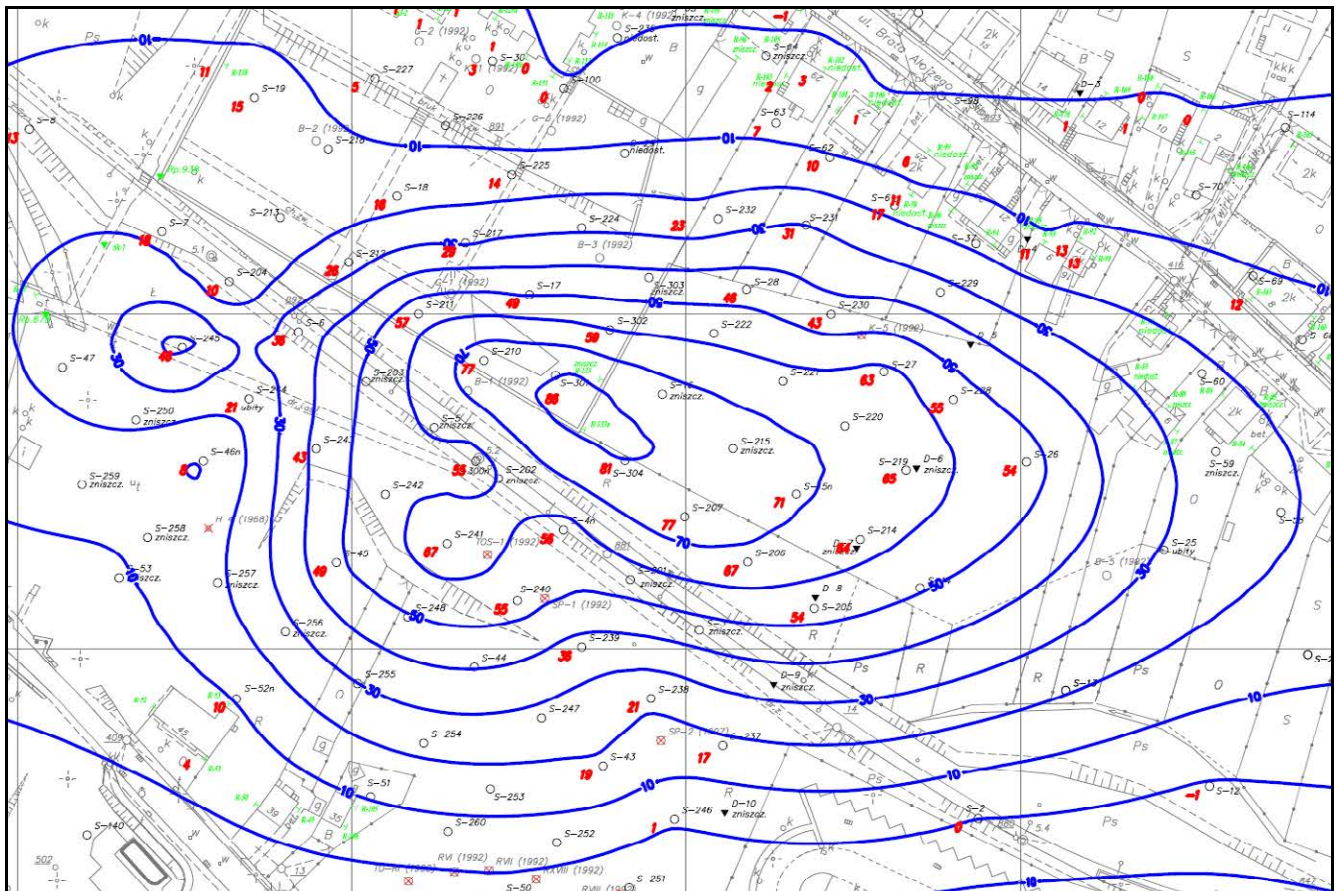
Fig. 11. Water level observation in piezometer B-3 and benchmarks uplift (Kortas, 2011)





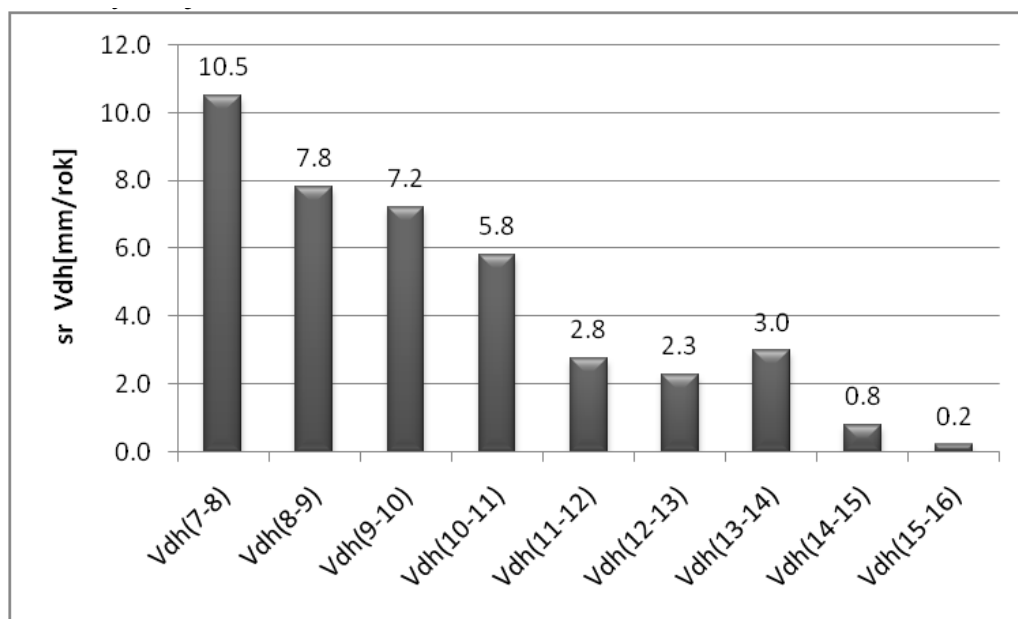
Ryc. 12. Wyniki obserwacji głębokości zwierciadła wody w otworze B-3 i średnie wypiętrzenie terenu po zamknięciu wycieku w poprz. Mina

Fig. 12. Water level observation in piezometer B-3 and benchmarks uplift after Mina drift closure



Ryc. 13. Powierzchniowy rozkład osiadań mierzony w okresie 2007-2016 [mm] (Hejmanowski, 2016)

Fig. 13. Subsidence measured from 2007 to 2016, mm. (Hejmanowski, 2016)



Ryc. 14. Uśredniona prędkość przemieszczeń w latach 2007-2016 (Hejmanowski, 2016).  
 Fig. 14. Middle Subsidence/divergence velocity in 2007-2014 (Hejmanowski, 2016)

W kolejnych latach teren nadal się wpiętrzał do maksimum w 2016 r. ok +86 na punkcie S-301 w rejonie ogrodu klasztornego. Wpiętrzenia te korelowały ściślej z kształtowaniem się zwierciadła wody w piezometrach, co przedstawiano na (Ryc. 11. i 12.).

Powierzchniowy rozkład wpiętrzeń obserwowanych od 2007 r. w rejonie poprzeczni Mina ma wydłużony kształt w kierunku równoleżnikowym W podłużnej strefie wpiętrzeń występuje jedno lokalne maksimum wpiętrzeniowe. W zachodnim rejonie występuje jedno lokalne residuum, w którym wpiętrzenie powierzchni wyniosło około 40 mm (Maj i inni, 2012).

Zaobserwowane pomiarami w 2016 r. zmiany powierzchni na przedpolu Mina są niewielkie, obszarowo ograniczone i nie stanowią zagrożenia dla istniejących obiektów budowlanych. Analizując powstałe po zamknięciu wycieku niecki wpiętrzeń możemy stwierdzić, iż pomimo nadal obserwowanego wpiętrzenia (odpowiednio od 2007 r. +19, +14, +16, +14, +8, +6, +7, +3, +2 mm w okresach rocznych), wyraźnie uwidacznia się proces odbudowy warunków hydrogeologicznych, co obrazują zasięgi izol linii, wartości wpiętrzeń i obniżen terenu nie przekraczające  $\pm 2$  mm. Na rysunku 14 pokazano kinematykę ruchów w analizowanym rejonie.

Można stwierdzić, że ruch powierzchni w rejonie wycieku Mina praktycznie zanika, a roczne ruchy zbliżają się do dokładności pomiarów, co dobrze ilustruje wykres (Ryc. 14).

Należy jednak przy tym pamiętać, że z uwagi na występującą deniwelację terenu oraz wpływ zaciskania wyrobisk przedmiotowe wpiętrzenia lokalnie mogły być znacznie wyższe.

#### PODSUMOWANIE I WNIOSKI KOŃCOWE

1. Na całokształt deformacji powierzchni terenu w obserwowanym rejonie wpływały w okresie aktywności wycieku ruchy zachodzące pod wpływem sufozji (przepływ wód w utworach trzeciorzędowych związane z wypłukiwaniem materiału skalnego) oraz ruchy spowodowane powolnym choć systematycznym zaciskaniem wyrobisk górniczych kopalni „Wieliczka”
2. Deformacje powierzchni terenu w rejonie wycieku miały w początkowej fazie gwałtowny i nieregularny przebieg, charakterystyczny dla deformacji nieciągłych. Na podstawie opracowań graficznych można stwierdzić, że powstanie tak dużej niecki obniżeniowej było efektem niekontrolowanych wdarć wody do kopalni, jakie miały miejsce od kwietnia 1992 r. do sierpnia 1994 r.
3. Od końca 1994 r. obserwowano stopniowe zmniejszenie wpływu wody z poprzeczni Mina, co przyczyniło się do ustabilizowania procesu deformacji powierzchni.
4. Proces tworzenia się niecki nie miał charakteru liniowego, ponieważ po prawie całkowitym ustaniu procesu następowały zwiększone procesy sufozcyjne.
5. Od 2007 roku obserwacje geodezyjne potwierdzają zahamowanie procesu narastania obniżen i pojawienie się wpiętrzeń.
6. W artykule dowiedziono, że w ostatnich latach szybkość wpiętrzeń zmierza do zera.
7. Zmiany powierzchni terenu, wpiętrzenia rzędu 3 – 6 mm obserwowane są w obrębie ujemnych anomalii grawimetrycznych związanych z awariami w poprzeczniach Mina oraz Kloski i Colloredo. Kształtują się one eliptycznie wzdłuż granicy złoża.

8. W okresie po zamknięciu wycieku przemieszczenia i deformacje górotworu oraz przemieszczenia powierzchni terenu wywołane były skutkami przywrócenia pierwotnego stanu hydrogeologicznego, co przejawiało się podnoszeniem poziomu wód podziemnych, obserwowanych w otworach B-3, K-2, W-1.
9. Ruchy powierzchni w omawianym rejonie kształtowane będą w następnych latach nadal przez czynniki hydrogeologiczne i geomechaniczne wynikające ze stanu górotworu po wdarciu wód do kopalni na północnym przedpołu złoża. Należy jednak przypuszczać, że obecnie następuje stabilizacja warunków w rejonie wycieku Mina.

#### LITERATURA

- GARLICKI A. (red.), 2008. Opinia ekspertów dotycząca sprawdzenia prawidłowości zastosowanych rozwiązań związanych z zamknięciem wycieku w poprz. Mina. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- HEJMANOWSKI R., 2016. Analiza wraz z interpretacją wyników pomiarów deformacji powierzchni w związku z wyciekami „Mina”. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- KORTAS G., 2011. Analiza wraz z interpretacją wyników pomiarów deformacji powierzchni w związku z wyciekami Mina w Kopalni Soli „Wieliczka” w aspekcie ochrony powierzchni. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- MAJ A., KORTAS G., ULMANIEC P., 2012. Wypiętrzenia terenu po zamknięciu wycieku w poprzeczni Mina w Kopalni Soli Wieliczka. *Przegląd Geologiczny* 1:9-22
- STECKA J., PRZYBYŁO J., 2014. Analiza budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych górotworu w rejonie północnego przedpołu poprzeczni Mina. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- SZEWczyk J., 2001. Długookresowe zmiany ukształtowania powierzchni terenu Wieliczki pod wpływem procesów zachodzących w górotworze. *Materiały konferencji Warsztaty Górnicze*, 407-420
- ULMANIEC P., 2004. Praca na uprawnienia mierniczego górniczego. Archiwum Działu Mierniczo Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka” S.A.
- VERVOORT A., 2016. Surface movement above an underground coal longwall mine after closure. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16: 2107–2121,.



# Badania izotopowe wody dopływającej do poprzeczni Mina na poz. IV Kopalni Soli „Wieliczka” wykonane w latach 1991–2007: wyniki i ich interpretacja

## *Isotopic investigations of the inflow to Mina crosswise at level IV of the „Wieliczka” Salt Mine during the period 1991–2007: results and their interpretation*

Marek DULIŃSKI<sup>1</sup>, Krzysztof BRUDNIK<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Fizyki i Informatyki Stosowanej, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, e-mail: [marek.dulinski@fis.agh.edu.pl](mailto:marek.dulinski@fis.agh.edu.pl)

<sup>2</sup> Kopalnia Soli „Wieliczka” Spółka Akcyjna, Park Kingi 1, 32-020 Wieliczka, e-mail: [krzysztof.brudnik@kopalnia.pl](mailto:krzysztof.brudnik@kopalnia.pl)

### STRESZCZENIE

Badania izotopowe wycieku w poprzeczni Mina (W IV-27) na IV poziomie kopalni soli „Wieliczka” zapoczątkowano w październiku 1991 roku i prowadzono nieprzerwanie do momentu likwidacji wycieku w październiku 2007 roku. Rutynowo obejmowały one analizy składu izotopowego wody ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ) i stężenia trytu. Trzykrotnie wykonano oznaczenia składu izotopowego węgla ( $\delta^{13}\text{C}$ ) oraz aktywności radio-węgla ( $^{14}\text{C}$ ) w rozpuszczonych węglanach. Badania składu izotopowego początkowo wskazywały na dopływ do wycieku wód zasilanych w chłodniejszych warunkach klimatycznych w stosunku do panujących obecnie, lub zdominowanych przez takie wody (tzw. wody „glacjalne”). Z biegiem czasu skład izotopowy uległ przesunięciu w kierunku składu wód współczesnej infiltracji. W całym okresie obserwacji skład izotopowy wykazywał znaczące fluktuacje, potwierdzające złożoność warunków hydrogeologicznych w sąsiedztwie wycieku, stwierdzonych w oparciu o badania znacznikowe na przedpolu poprzeczni Mina. W latach 1991–2007 wykonano łącznie 35 oznaczeń stężenia trytu w wodzie z wycieku. Ich rezultaty stały się podstawą do próby zastosowania modeli komorowych w celu określenia warunków i parametrów przepływu wody przy użyciu programu FLOWPC. Dokładny wgląd w dynamikę dopływu wód do poprzeczni oraz w strukturę danych izotopowych, wraz z postępującym rozwojem wiedzy na temat warunków przepływu wód podziemnych

w obszarze zbiornika GZWP-451 zmusił do rewizji poglądów na temat interpretacji danych izotopowych. W latach 1992, 1993 i 2004 wykonano analizy składu izotopowego węgla  $\delta^{13}\text{C}$  oraz aktywności  $^{14}\text{C}$  w rozpuszczonych węglanach pochodzenia nieorganicznego. Aktywność  $^{14}\text{C}$  systematycznie rosła, świadcząc o dopływie do wycieku coraz młodszej wody. Skład izotopowy węgla odzwierciedlał wartości mieszczące się w przedziałach typowych dla układów węglanowych formowanych przy udziale glebowego  $\text{CO}_2$ , zmodyfikowanych w wyniku procesów rozkładu martwej materii organicznej. W prezentowanej pracy zestawiono wszystkie wyniki analiz izotopowych wykonane na przestrzeni lat 1991–2007 dla wycieku W IV-27 w poprzeczni Mina. Przedstawiona interpretacja wyników jest podsumowaniem i zwieńczeniem prac związanych z tym wyciekami.

**Słowa kluczowe:** poprzeczni Mina, skład izotopowy wody, tryt, radiowęgiel

### ABSTRACT

Isotope investigations of water inflow to the Mina crosswise (W IV-27) located at the level IV of the „Wieliczka” salt mine started in October 1991. They were conducted regularly until October 2007, when the leak was stopped completely. Routine measurements included analyses of oxygen and hydrogen stable isotope composition of water ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ) and tritium concentration. Three analyses of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  in total



dissolved inorganic carbon had been performed during the lifetime of the inflow. Initially, stable isotope composition of water indicated presence of water recharged in colder climate when compared to present-day conditions. Over time, this composition shifted towards the values typical for waters of modern infiltration. Over the entire period of observations the isotopic composition of inflowing water revealed significant fluctuations, indicating complexity of hydrogeological conditions in the vicinity of the Mina crosswise. During the period 1991 – 2007, a total of 35 determinations of tritium content had been made. Tritium data were used in numerical modeling of flow conditions using lumped parameter models (FLOWPC code). Detailed considerations of the dynamics of the inflow and the structure of isotope data forced the revision of previous interpretation. Analyses of  $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  content in the total dissolved inorganic carbon pool were performed in 1992, 1993 and 2004. Activity of  $^{14}\text{C}$  has been increasing over this time period, indicating gradual freshening of the inflow. Stable carbon isotope composition ( $\delta^{13}\text{C}$ ) reflected values typical for carbonate solutions formed with participation of soil  $\text{CO}_2$ , modified by processes of the dead organic matter decomposition. In a paper results of all isotope analyses performed during the existence of inflow to the Mina crosswise are presented and their new interpretation is proposed.

**Keywords:** Mina crosswise, isotope composition of water, tritium, radiocarbon

## WSTĘP

Poprzeczni Mina usytuowana jest w północnej części wielickiego złoża solnego, na IV poziomie Kopalni Soli „Wieliczka”, ok. 160 m p.p.t. Początek jej drażenia przypada na okres ok. 1815 roku. Ostatni fragment poprzeczni wykonano ok. 1912 roku. W trakcie tych prac wykonywany chodnik przebił izolującą warstwę iłowo-gipsową i wszedł na dystansie ok. 20 m w wodonośne warstwy piaskowców chodenickich (Garlicki, Wilk, 1993). Pierwsze informacje o wypływie wody w poprzeczni pochodzą z roku 1935. Natężenie wypływu oscylowało w zakresie 1-2  $\text{dm}^3/\text{min}$ . Brak danych z późniejszego okresu spowodowany jest zawaleniem stropu poprzeczni oraz wypełnieniem żużlem komory Dunajewskiego, przez którą przechodzi poprzeczni. W latach 80-tych ubiegłego wieku wyciek rejestrowano na poziomie V kopalni, do którego woda przepływała z poziomu IV w sposób niekontrolowany, ługując po drodze złożo solne (Garlicki, Wilk, 1993). W roku 1991 przystąpiono do prac zmierzających do zabezpieczenia poprzeczni, ujęcia wycieku i włączenia go do sieci odwadniania kopalni. W październiku tego samego roku wykonano pierwsze analizy składu izotopowego i stężenia trytu w wodzie. W trakcie prac, w kwietniu 1992 roku nastąpił dramatyczny wzrost wypływu, do wielkości rzędu 200-300  $\text{dm}^3/\text{min}$ . W następnych dwóch latach prowadzono intensywnie

prace zmierzające do zmniejszenia i ujęcia wypływu. Wykonano tamę w obrębie poprzeczni, a następnie odwiercono na początku 1993 roku, przez tamę, trzy otwory drenażowe: D-1, D-2 oraz D-3, które włączono do systemu drenażu, aż do końcowego okresu funkcjonowania wycieku. Na północnym przedpolu złoża odwiercono szereg otworów: ratunkowych serii „R” oraz otworów badawczych serii „B”, „K” i „G”, które wraz z odwiertami wykonanymi po roku 1966 przyczyniły się do pełniejszego poznania struktury geologicznej północnego przedpola złoża solnego. W okresie tym występowały znaczne fluktuacje dopływu wody, które w kulminacyjnych okresach, we wrześniu i październiku 1992 r. osiągnęły wielkość 20 000  $\text{dm}^3/\text{min}$ , oraz 5000  $\text{dm}^3/\text{min}$ . w kwietniu 1993 r. i sierpniu 1994 r. Odtąd, aż do chwili całkowitego zamknięcia wycieku w październiku 2007 roku wielkość dopływu była zmienna, ale nie przekraczała 200  $\text{dm}^3/\text{min}$ . W wyniku prowadzonych po zamknięciu dopływu badań i obserwacji nie stwierdzono wzrostu wielkości dopływu i zasolenia innych wycieków kopalnianych zasilanych, tak jak dopływ do poprzeczni Mina, z warstw chodenickich. Fakt ten potwierdza tezę, że w warstwach chodenickich istnieje znaczna liczba podsystemów wodnych, które mimo przypuszczalnie istniejącej łączności hydraulicznej są wyraźnie odseparowane od siebie (d’Obyrn, Brudnik, 2011). W ciągu całego tego okresu wykonywane były badania izotopowe wody. Zastosowanie technik izotopowych umożliwiło pozyskanie wiedzy nieosiągalnej innymi metodami, m.in. odnośnie pochodzenia wody, dynamiki zmienności rodzajów wód dopływających do poprzeczni i ich wieku. Prezentowana praca zawiera zestawienie wszystkich wyników badań izotopowych przeprowadzonych dla wycieku z poprzeczni Mina wraz z ich interpretacją.

## ZARYS WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH W OBSZARZE BADAŃ

Szkic przekroju geologicznego północnego brzegu złoża solnego Wieliczki i jego bezpośredniego przedpola przedstawiono na ryc. 1. Lewa część rysunku przedstawia strukturę złoża solnego wraz z najważniejszymi w tej części elementami infrastruktury kopalni. Widoczna jest lokalizacja poprzeczni Mina, tamy wodnej, oraz trzech otworów drenażowych: D-1, D-2 i D-3. Złożo solne oddzielone jest od warstw chodenickich na północy i od czwartorzędowego nadkładu w stropie utworami otuliny (czapy) iłowo-gipsowej. Otulina wykształcona jest w postaci iłowca marglistego z licznymi, nierównomiernie rozłożonymi w górotworze skupieniami gipsu włóknistego i alabastrowego, iłowca laminowanego gipsem oraz egzotyków skał fliszu karpackiego. W otulinie stwierdzono soczewki warstw skawińskich, a także uwięzione w iłach bloki i kry piaskowców warstw chodenickich. Ponadto w obrębie otuliny występują liczne rozluźnienia i spękania. Otulina iłowo-gipsowa stanowi barierę dla wód podziemnych zalegających pod złożem warstw skawińskich i nadległymi

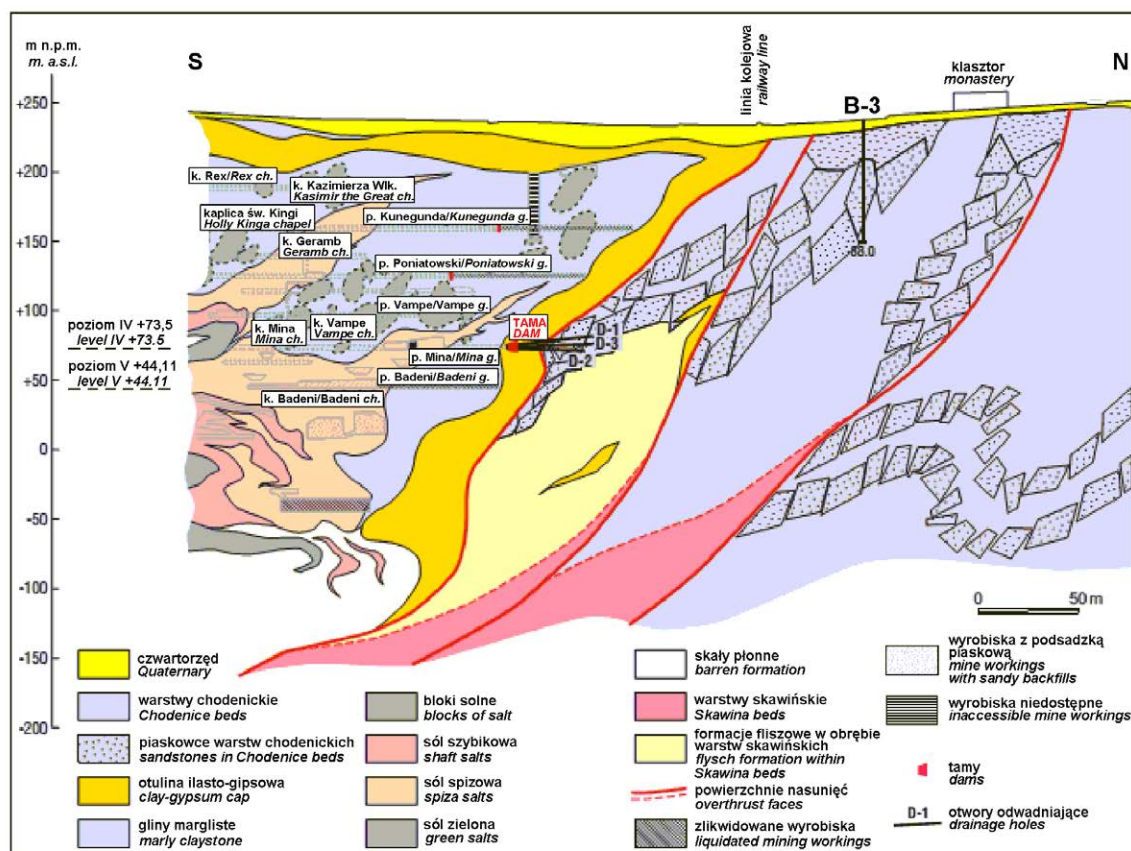
utworami czwartorzędowymi, oraz wód zalegających w północnej strefie warstw chodenickich. Na północ od poprzeczni Mina warstwy chodenickie zostały wykształcone w postaci warstw piaskowców, przewarstwionych iłowcami. Według danych z wiercenia otworów drenażowych D-1, D-2 i D-3 oraz otworów badawczych z powierzchni serii „R” oraz „B”, piaskowce chodenickie zalegające na przedpolu poprzeczni Mina są drobnoziarniste, o lepszemu ilasto-siarczanowo-węglanowym, miejscami słabo spojone, ze skupieniami węglanej szezki roślinnej oraz wkładkami iłowców i mułowców. Warstwy piaskowców i iłowców zapadają tu na południe, pod kątem zbliżonym do kąta zapadania powierzchni granicznej złoża solnego. Są one silnie zaburzone, popękane i porozbijane, tworząc rumosz lub bloki przemieszczone względem siebie. Zarejestrowane w otworach wiertniczych przesunięcia bloków mieszczą się w granicach 5 – 10 m, a niekiedy dochodzą do 45 m. Ponadto niektóre bloki w wyniku zaburzeń zostały wbite w utwory otuliny gipsowo – iłowej lub występują na jej bezpośrednim kontakcie. Niezależnie od dużych przemieszczeń bloków, w obrębie strefy przygranicznej stwierdzono podwojenie tektoniczne warstw piaskowca oraz spękania o zróżnicowanej intensywności.

Warstwy piaskowców chodenickich mają swoje wychodnie pod piaszczystym nakładem czwartorzędowym w rejo-

nie na południe od klasztoru o.o. Franciszkanów-Reformatorów. W strefie pod wychodniami, do głębokości około 50 m piaskowce chodenickie są zwietrzałe, tworząc zwietrzelinę piaskowcową.

Na północ od warstw chodenickich (poza ryc.1) występują warstwy grabowieckie, które w rejonie Wieliczki są reprezentowane przez piaski zbiornika GZWP-451 Piaski Boguckie. Ten czwartorzędowy zbiornik charakteryzuje się wysoką przewodnością, rzędu  $10^{-5}$  m/s, stanowiąc źródło zasilania dla strefy warstw chodenickich. Zarówno w przeszłości jak i obecnie jest on przedmiotem intensywnych badań pod kątem chemicznym i izotopowym. Niektóre wyniki tych badań zostały wykorzystane w dalszej części pracy. W głębszych partiach spotykamy wody o utrudnionej i powolnej wymianie. Występują one w obrębie warstw chodenickich, otuliny iłowo-gipsowej oraz w warstwach skawińskich (Garlicki, Wilk, 1993).

Wyżej opisane utwory warstw chodenickich i otuliny gipsowo-iłowej, na które składają się łupki ilaste i margliste, iłowce, mułowce i margle, oraz na ogół słabozwięzłe piaskowce, przeważnie drobnoziarniste, charakteryzują się w zdecydowanej większości słabą przepuszczalnością międzyziarnową (Nałęcki 1995). Znacznie większą przepuszczalnością charakteryzuje się górotwór jako całość, ze względu na



Ryc. 1. Przekrój geologiczny północnej części złoża soli w Wieliczce (wg Brudnik, Szybist, 1995, w Garlicki i in., 1996 – zmodyfikowany).

Objaśnienia skrótów: k. – komora, p. – poprzecznia.

Fig. 1. Geological cross-section of northern part of the Wieliczka salt bed (after Brudnik, Szybist 1995, in Garlicki et al., 1996 – modified).

Explanation of shortcuts: ch. – chamber; g. – gallery.



liczne rozwarte lub wypełnione luźnym materiałem spękania i kawerny. Potwierdzeniem tego są znaczne różnice między wynikami polowych badań współczynnika filtracji na podstawie pompowań badawczych i zcerpywań o wielometrowych zasięgach oddziaływania, uwzględniających w badanym masywie obecność szczelin i spękań, a wynikami badań laboratoryjnych dotyczących wyłącznie małych, niespękanych próbek skał. Na pobranych próbkach rdzenia z otworu R-II z głębokości 160 i 163 m. p.p.t. i z głębokości 167 m. p.p.t. pracownicy Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH w Krakowie wykonali w 1992 r. badania własności hydrogeologicznych przestrzeni porowej piaskowców chodnickich (Brudnik i in., 2010). Pod względem litologicznym próbki poddane badaniom są piaskowcami drobnoziarnistymi. Porowatość otwarta przebadanych próbek piaskowców jest niewielka. Współczynniki porowatości otwartej mieszczą się w przedziale od 0,0071 do 0,0654, a ich średnia arytmetyczna wynosi 0,037. Również odsączalność tych skał jest bardzo mała. Współczynniki odsączalności zawierają się w przedziale od 0,00039 do 0,00231, wynosząc średnio 0,00657. Stopień odsączalności mieści się w przedziale od 0,034 do 0,38, a jego średnia wartość jest równa 0,13. Zbadane piaskowce są słabo przepuszczalne. Współczynniki filtracji tych skał zawierają się w przedziale od  $2,9 \times 10^{-10}$  do  $1,33 \times 10^{-7}$  m/s. Średnia geometryczna wartość współczynnika filtracji piaskowców mioceńskich wynosi  $3,84 \times 10^{-9}$  m/s (Motyka, Borczak, 1992).

Górotwór szczelinowaty, w którym występują warstwy słabozwężłych piaskowców o lepszemu ilasto-siarczanowo-węglanowym, stanowi dogodny warunki do rozwinięcia się w nim zjawisk krasowych. W opisanych warunkach przepływy wód podziemnych mają tu charakter wybitnie szczelinowy. Lokalnie, w rozwartych szczelinach mających połączenie hydrauliczne z wyrobiskami górniczymi prędkości przepływu mogą osiągać duże wartości, powodujące sufozyczne poszerzenie dróg przepływu i wynoszenie rozmytego materiału do wyrobisk (Garlicki i in., 1996).

Poziomy stabilizacji ciśnień hydrostatycznych w obrębie poszczególnych, głębiej zalegających poziomów wodonośnych są wyraźnie zróżnicowane: od samowypływów na powierzchnię terenu i stabilizacji zwierciadła wody na poziomie kilku metrów powyżej powierzchni aż do kilkudziesięciu metrów poniżej powierzchni terenu. Świadczy to o wyraźnej oddzielności niektórych z tych poziomów, ich ograniczonym rozprzestrzenieniu i braku, lub ograniczonych kontaktach hydraulicznych z innymi poziomami oraz z powierzchnią terenu.

Otulina gipsowo-iłowa zbudowana jest głównie z utworów ilastych i ewaporatów siarczanowych. Nieliczne, cienkie wkładki piaskowcowe nie mają tu istotnego znaczenia. Otulina ta stanowiła pierwotnie skuteczną izolację między złożem a otaczającymi je utworami wodonośnymi. W wyniku liczy-

nych robót górniczych prowadzonych w pobliżu północnej granicy złoża otulina ta uległa spękaniu, tracąc swą pierwotną szczelność. Przepływy wody przez otulinę, związane z wyciekami obserwowanymi w wyrobiskach górniczych przyczyniły się do rozwinięcia również w jej obrębie procesów sufozycznych i krasowych, powiększając stopień nie szczelności strefy przygranicznej złoża.

## METODY BADAŃ

Wszystkie badania izotopowe wykonane zostały w laboratoriach: początkowo – Międzyresortowego Instytutu Fizyki i Techniki Jądrowej, później – Wydziału Fizyki i Techniki Jądrowej a następnie – Wydziału Fizyki i Informatyki Stosowanej, Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

Skład izotopowy tlenu w wodzie ( $\delta^{18}\text{O}$ ) mierzony jest w oparciu o skład gazowego dwutlenku węgla, wyekwilibrowanego izotopowo z badaną wodą w kontrolowanej temperaturze  $25,0 \pm 0,1^\circ\text{C}$ . Wyrażany jest przy pomocy wielkości  $\delta$ , definiowanej jako:

$$\delta^{18}\text{O} = \left( \frac{{}^{18}\text{R}_{pr} - {}^{18}\text{R}_{st}}{{}^{18}\text{R}_{st}} \right) \cdot 1000 \quad (\text{‰}) \quad (1)$$

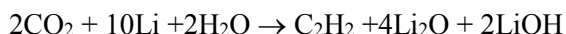
W równaniu powyższym  ${}^{18}\text{R}$  oznacza stosunek izotopów  ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ . Indeksy „pr” i „st” odnoszą się odpowiednio do badanej próby oraz standardu. Oznacza to, że wielkość  $\delta$  jest względnym odchyleniem składu izotopowego badanej próby od składu wzorca, wyrażonym w promilach.

Skład izotopowy wodoru ( $\delta^2\text{H}$ ) określane jest w oparciu o bezpośredni pomiar gazowego wodoru produkowanego w reakcji redukcji wody na metalicznym cynku w temperaturze  $550^\circ\text{C}$ . Skład ten wyraża się wzorem analogicznym do (1). Pomiar składu izotopowego tlenu i wodoru wykonywane są techniką spektrometrii mas względem międzynarodowo akceptowanego wzorca VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), dla którego arbitralnie przyjmuje się  $\delta^{18}\text{O} = \delta^2\text{H} = 0 \text{ ‰}$ . Niepewność pojedynczego pomiaru wynosi  $\pm 0,1 \text{ ‰}$  i  $\pm 1 \text{ ‰}$ , odpowiednio dla  $\delta^{18}\text{O}$  oraz  $\delta^2\text{H}$ .

Stężenie trytu w wodzie określane jest w oparciu o pomiar metodą ciekłych scyntylatorów. Próby uprzednio poddawane są destylacji i wzbogaceniu elektrolitycznemu. Stężenie trytu wyrażane jest w jednostkach trytowych T.U. (tritium unit). Jedna jednostka trytowa odpowiada stężeniu na poziomie jednego atomu trytu  ${}^3\text{H}$  na  $10^{18}$  atomów wodoru  ${}^1\text{H}$  i odpowiada aktywności właściwej równej  $0,119 \text{ Bq/kg}$  wody.

W analizie izotopowej rozpuszczonych węglanów pochodzenia nieorganicznego (TDIC – total dissolved inorganic carbon) próbę wody zakwasza się przy użyciu HCl. Dwutlenek węgla jest usuwany z wody w strumieniu gazowego helu i magazynowany kriogenicznie. Niewielka porcja uzyskanego  $\text{CO}_2$  jest przeznaczana do pomiaru zawartości węgla  ${}^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ) z wykorzystaniem spektrometrii mas. Pozostała część gazu jest przeprowadzana do postaci acetyleny poprzez re-

akcję z metalicznym litem w obecności wody wg. ogólnego schematu:



Powstały w reakcji acetylen jest konwertowany do benzenu przy zastosowaniu katalizatora KC-Perlkator D1. Aktywność radiowęglą określa się poprzez pomiar uzyskanej próbki benzenu metodą ciekłych scyntylatorów i wyraża w jednostkach pMC (per cent of Modern Carbon). W zastosowaniach hydrologicznych i hydrogeologicznych zwykle przyjmuje się, że aktywność początkowa  $^{14}\text{C}$  wynosiła 100 pMC. Odpowiada ona aktywności radiowęglą w „czystszej” atmosferze, niezaburzonej działalnością człowieka.

### WYNIKI BADAŃ I ICH INTERPRETACJA

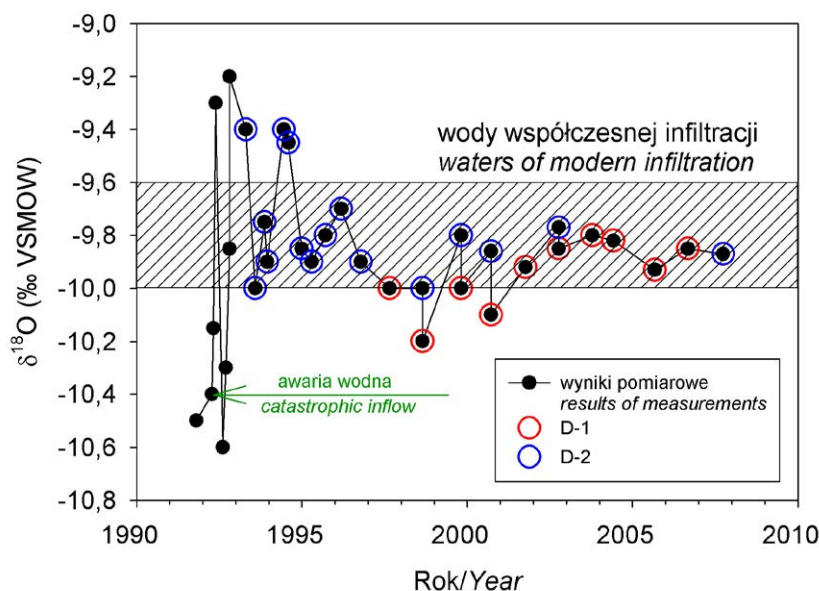
Badania izotopowe wody z wycieku w poprzeczni Mina zapoczątkowano w październiku 1991 roku, z chwilą podjęcia decyzji o ujęciu tego wycieku i włączenia go w system odwadniania kopalni. Wszystkie rezultaty analiz składu izotopowego wody, stężenia trytu, składu izotopów trwałych węgla oraz aktywności radiowęglą w badanych próbach, uzyskane do momentu definitywnego zamknięcia wypływu w 2007 roku, zestawiono w tabeli 1.

### SKŁAD IZOTOPOWY WODY

Wyniki badań składu izotopowego tlenu w wodzie dopływającej do poprzeczni Mina zilustrowano na ryc. 2 wraz z obszarem reprezentującym wody współczesnej infiltracji w rejonie zbiornika GZWP-451. Skład izotopowy wód podziemnych w pierwszym przybliżeniu sterowany jest warunkami

klimatycznymi panującymi w strefie zasilania, przy czym istotnym czynnikiem jest temperatura. Wraz ze wzrostem temperatury skład ten ulega przesunięciu w kierunku bardziej dodatnich wartości. Przed awarią, w roku 1991 skład izotopowy tlenu wskazywał na dopływ wody zasilanej w warunkach klimatu chłodniejszego od panującego obecnie, pozbawionej trytu (ryc. 2). Woda o tych parametrach izotopowych pojawiła się w wycieku do września 1992 roku. W opracowaniach nazwano ją „wodą glacialną”, odnosząc ją do schyłku ostatniego zlodowacenia. Pogląd taki wydawał się uzasadniony wynikami analiz innych wycieków w obrębie kopalni (Zuber, Duliński, 2004).

Przy podobnym składzie izotopów trwałych, niskie aktywności radiowęglą, wskazujące na znaczny wiek wód, rejestrowano w wypływach wody w kopalni Wieliczka pod komorą Z-32 oraz w komorze F-2 (Fornalska 2). Taka interpretacja budzi wątpliwości, ponieważ typowe wody zasilane u schyłku ostatniego zlodowacenia w rejonie Krakowa mają znacząco niższe składy izotopowe (Różański, Zuber, 2000). Wnioskowanie to, oparte na analizie radiowęglą również rodzi pewne zastrzeżenia. Wyniki badań i obliczeń teoretycznych wykonanych dla wód zbiornika GZWP-451 sugerują, że rozkład martwej materii organicznej może w istotny sposób modyfikować stosunki izotopowe w rezerwarze węgla, zwiększając pozornie wiek radiowęglowy (Dulinski i in., 2013). W przeszłości, w obrębie kopalni wykonano dwie analizy składu izotopowego węgla organicznego. W wycieku w komorze F-2 wartość  $\delta^{13}\text{C}$  wynosiła  $-25,0\text{‰}$ , przy aktywności  $^{14}\text{C}$  na poziomie  $3,4 \pm 2,9$  pMC. Analogiczne wielkości dla wycieku w komorze Z-32 przyjmowały wartości  $\delta^{13}\text{C} =$



**Ryc. 2.** Zmienność czasowa składu izotopowego tlenu w wodzie dopływającej do poprzeczni Mina. Zakres składów wód współczesnej infiltracji wyznaczono w oparciu o analizy wód podziemnych zawierających tryt, z rejonu zbiornika GZWP-451. D-1 i D-2 oznaczają próby pobrane z odpowiednich otworów drenazowych.

**Fig. 2.** Evolution of oxygen isotope composition of water inflow to the Mina crosswise. Range of  $d^{18}\text{O}$  values representing waters of modern infiltration has been defined on the basis of groundwaters of GZWP-451 aquifer containing tritium in measurable amounts. Samples D-1 and D-2 represent water samples collected from drainage boreholes.

**Tabela 1.** Zestawienie rezultatów analiz izotopowych wody z wycieku w poprzeczni Mina**Table 1.** Results of isotope analyses of water inflow to the Mina crosswise.

Miejsce wpływu <i>Location of discharge</i>	Wypływ <i>Discharge</i> [dm <sup>3</sup> /min.]	Data poboru <i>Sampling date</i>	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰ VSMOW)	Stężenie trytu (T.U.) <i>Tritium content</i> (T.U.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)/ A <sup>14</sup> C (pMC)
Spąg poprzeczni <i>Crosswise floor</i>	4,0	23.10.91	-10,50	-78,0	0,0 ± 1,0	n.m.
Spąg poprzeczni <i>Crosswise floor</i>	200	14.04.92	-10,40	-76,5	0,2 ± 0,2	n.m.
Okno w tymczasowej tamie T1 <i>Window in provisional dam T1</i>	220	28.04.92	-10,15	-72,0	0,1 ± 0,3	n.m.
Tymczasowy przytamek w poprzeczni <i>Provisional dam</i>	pulsacje wypływu: 0,0-300	22.05.92	-9,30	-66,0	0,5 ± 0,5	-15,0±0,2/9,5±1,0
Rura odpływowa Ø219mm <i>Discharge pipe Ø219mm</i>	0,5	11.08.92	-10,60	-74,0	0,1 ± 1,0	n.m.
Kawerna w stropie poprzeczni <i>Cavity in crosswise roof</i>	pulsacje wypływu: 0,0-5000	13.09.92	-10,30	-72,0	0,4 ± 1,0	n.m.
Kawerna w stropie poprzeczni <i>Cavity in crosswise roof</i>	ok. 5000	23.10.92	-9,85	-68,5	1,1 ± 1,0	n.m.
Kawerna w stropie poprzeczni <i>Cavity in crosswise roof</i>	pulsacje wypływu: 0,0-6000	25.10.92	-9,20	-67,0	0,7 ± 1,0	n.m.
D-2	2000	23.04.93	-9,40	-65,5	2,1 ± 0,5	
D-2	150,0	04.08.93	-10,00	-70,5	0,5 ± 0,5	-15,3±0,2/18,0±1,0
D-2	150,0	16.11.93	-9,75	-71,0	0,4 ± 0,5	n.m.
D-2	150,0	15.12.93	-9,90	-71,0	0,5 ± 0,5	n.m.
D-2	150,0	17.05.94	-9,40	-69,0	1,0 ± 0,5	n.m.
D-2	pulsacje wypływu: 1500-5000	06.08.94	-9,45	-68,0	7,1 ± 0,5	n.m.
D-2	150,0	30.12.94	-9,85	-70,0	1,1 ± 0,5	n.m.
D-2	150,0	20.04.95	-9,90	-71,5	1,2 ± 0,5	n.m.
D-2	135,0	20.09.95	-9,80	-69,5	2,1 ± 0,5	n.m.
D-2	135,0	11.03.96	-9,70	-68,0	2,6 ± 0,5	n.m.
D-2	130,0	15.10.96	-9,90	-69,0	3,2 ± 0,5	n.m.
D-1	150,0	28.08.97	-10,00	-70,5	3,8 ± 0,5	n.m.
D-2	1,5	27.08.98	-10,00	-69,3	4,8 ± 0,5	n.m.
D-1	180,0	27.08.98	-10,20	-72,4	1,1 ± 0,5	n.m.
D-2	7,5	26.10.99	-9,80	-69,9	5,6 ± 0,3	n.m.
D-1	20,0	26.10.99	-10,00	-73,0	3,4 ± 0,3	n.m.
D-2	1,3	22.09.00	-9,86	-69,0	6,3 ± 0,3	n.m.
D-1	150,0	22.09.00	-10,10	-70,7	4,3 ± 0,3	n.m.
D-1	120,0	08.10.01	-9,92	-70,3	6,8 ± 0,6	n.m.
D-2	30,0	09.10.02	-9,77	-69,0	5,9 ± 0,5	n.m.
D-1	90,0	09.10.02	-9,85	-69,7	5,9 ± 0,5	n.m.
D-1	120,0	16.10.03	-9,80	-70,3	7,0 ± 0,4	n.m.
D-1	130,0	04.06.04	-9,82	-66,5	7,9 ± 0,5	-13,8±0,2/36,0±1,0
D-1	120,0	30.09.05	-9,93	-67,9	7,1 ± 0,5	n.m.
D-1	150,0	22.09.06	-9,85	-69,4	7,9 ± 0,5	n.m.
D-2	19,0	1.10.07	-9,87	-69,9	5,7 ± 0,5	n.m.
D-3	0,5	1.10.07	-9,86	-68,4	9,5 ± 0,6	n.m.

n.m. – nie mierzono



**Tabela 2.** Skład izotopowy i stężenie trytu w wodach z otworów usytuowanych na północnym przedpolu poprzeczni Mina.  
**Table 2.** Stable isotope composition and tritium content in waters from boreholes located to the north of the Mina crosswise.

Nazwa ujęcia <i>Sampling site</i>	Data poboru <i>Sampling date</i>	$d^{18}O$ (‰ VSMOW)	$d^2H$ (‰ VSMOW)	Stężenie trytu <i>Tritium content</i> (T.U.)
Otwór R-1, gł. 175 m <i>Borehole R-1, depth 175 m b.s.l.</i>	22.11.92	-10,4	-75	0,1±0,5
Otw. B-4, gł. 180 m <i>Borehole B-4, depth 180 m b.s.l.</i>	21.12.92	-11,5	-78	0,0±0,5
Otw. B-4, gł. 15 m <i>Borehole B-4, depth 15 m b.s.l.</i>	27.05.93	-9,85	-70	17,8±0,9
Otw. K-2, gł. 6,5 m <i>Borehole K-2, depth 6,5 m b.s.l.</i>	27.05.93	-9,85	-70	15,1±0,8
Otw. B-3, gł. 88 m <i>Borehole B-3, depth 88 m b.s.l.</i>	20.10.2009	-9,82	-70,8	7,8 ± 0,6
	19.10.2010	-9,38	-67,2	4,5 ± 0,5
	20.09.2011	-9,67	-68,2	8,6 ± 0,6
	24.05.2012	-9,67	-72,2	7,4 ± 0,5
	18.04.2013	-9,83	-68,9	7,9 ± 0,5
	6.06.2014	-9,72	-71,0	9,0 ± 0,6
	29.05.2015	-9,64	-67,4	9,1 ± 0,6
	16.05.2016	-9,81	-67,9	8,1 ± 0,5
	B-3 średnie: <i>B-3 average:</i>		-9,70±0,06	-69,4±0,8

Uwaga: próby z otworu B-3 pobrano w latach 2009-2016, przy poziomie zwierciadła wody systematycznie wznoszącym się od 5,7 m p.p.t. (2009) do 0,0 m p.p.t. (2016)

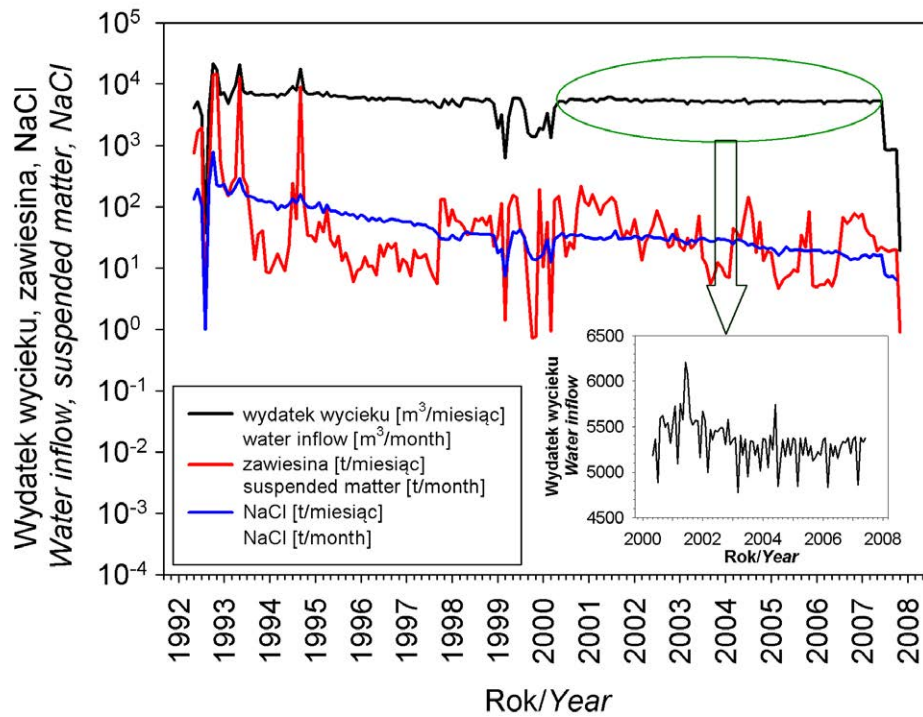
Remark: water in borehole B-3 was sampled between 2009 and 2016 during systematic increase of the water table level from 5,7 m b.s.l. (2009) to 0,0 m b.s.l. (2016)

-24,7‰ oraz  $^{14}C = 11,8 \pm 2,9$  pMC (Geyer et al., 1993). Wyniki te potwierdzają znaczny wiek materii organicznej i jej rolę w rozcieńczaniu rezerwuaru rozpuszczonego radiowęglu. Trudno jest jednoznacznie określić wiek wody, która 14 kwietnia 1992 roku wdarła się do poprzeczni Mina. Mogła to być woda ze znaczącym udziałem wody ze schyłku ostatniego zlodowacenia, ale również woda zasilana w jakimś chłodniejszym okresie holocenu. Nie ulega jednak wątpliwości, że w tym czasie w sąsiedztwie poprzeczni przebywała woda stagnująca w warstwach chodenickich, o zróżnicowanych z głębokością parametrach izotopowych.

W tabeli 2 zestawiono wyniki pomiarów izotopowych wykonanych dla wód z otworów znajdujących się na północnym przedpolu poprzeczni Mina, bezpośrednio w jej sąsiedztwie. Lokalizacja otworów została podana w publikacjach Garlickiego i in. (1996) oraz d'Obyrna i in. (1995). Zarówno skład izotopowy jak i stężenie trytu wykazują wyraźną stratyfikację pionową. Wody płytkie (otwór B-4 w obrębie otworów czwartorzędowych oraz K-2) charakteryzują się składem izotopowym typowym dla wód współczesnych oraz stężeniem trytu zgodnym z wartościami wynikającymi z funkcji wejścia tego izotopu w tamtym okresie. Pod nimi znajdują się wody o podobnym składzie izotopowym i niższym, ale wciąż wysokim stężeniu trytu. Zostały one nawiercone otworem B-3 o całkowitej głębokości 88 m, oraz przedziale zafiltrowania 63,0-73,5 m.

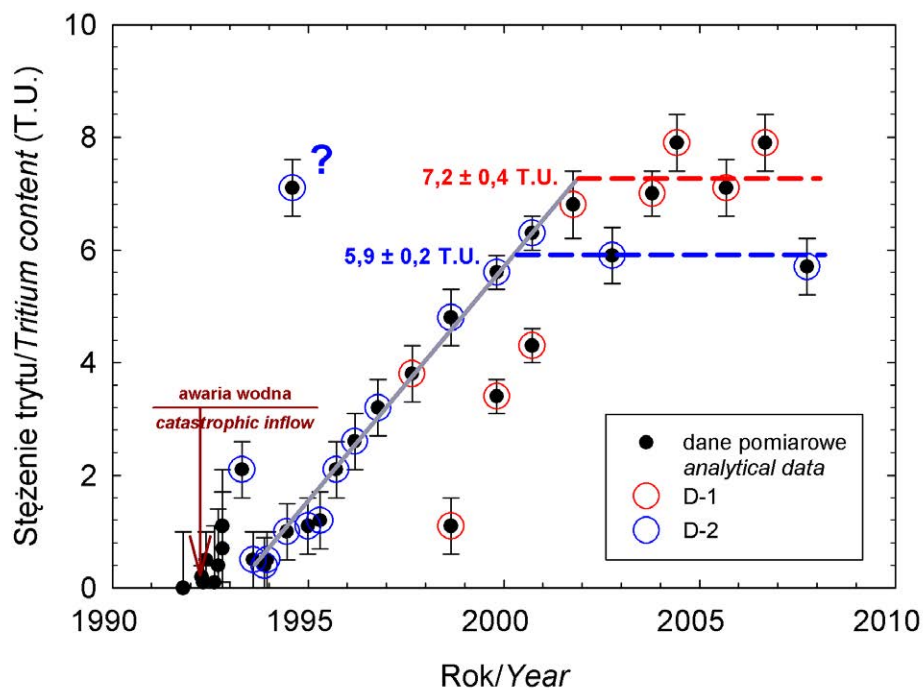
Na większych głębokościach występują wody starsze, pozbawione trytu, o składach izotopowych sugerujących zasilanie w warunkach wyraźnie chłodniejszego klimatu (odwiert B-4 w dolnej strefie), lub domieszkę tego typu wód (studnia R-1).

W początkowym okresie po awarii w zasadzie wszystkie parametry wycieku gwałtownie fluktuowały. Prawdopodobnie stanowiło to odzwierciedlenie przynajmniej dwóch systemów przepływu wody, udowodnionych badaniami znacznikowymi na przedpolu poprzeczni Mina (d'Obyrna i in., 1995), oraz zmiennością dróg jej dopływu. W tym stadium awarii obserwowano bardzo wysokie stężenia zawiesiny a nawet rumoszu skalnego, których wymywanie musiało prowadzić do otwierania jednych i częściowego zamykania innych dróg przepływu wody w obrębie warstw chodenickich. Na ryc. 3 przedstawiono skumulowane, miesięczne wartości wydatku dopływu, zawartości zawiesiny oraz stężenia NaCl w wodzie dopływającej do poprzeczni Mina. Prezentowane wykresy ilustrują gwałtowność procesów zachodzących w początkowej fazie awarii oraz stopień skorelowania zawartości zawiesiny i NaCl z wydatkiem dopływu. W późniejszym okresie zarówno wydatek wody jak i stężenie zawiesiny i NaCl wykazują stałą, choć niewielką tendencję spadkową z fluktuacjami o wyraźnie mniejszej amplitudzie. Na początku awarii wartości  $\delta^{18}O$  (ryc. 2) również zmieniły się gwałtownie sta-



Ryc. 3. Wahania wydatku dopływu, stężenia zawiesiny oraz NaCl w dopływie do poprzeczni Mina.

Fig. 3. Fluctuations of water discharge, concentration of suspended matter and dissolved NaCl in the water inflow to the Mina crosswise.



Ryc. 4. Wyniki pomiarów stężenia trytu z wycieku w poprzeczni Mina. Na rycinie zaznaczono wartości średnie w końcowych latach pracy odwiertów drenażowych D-1 i D-2.

Fig. 4. Temporal changes of tritium content in water inflow to the Mina crosswise. Mean values are shown for the final stages of D-1 and D-2 drainage boreholes operation.

nowiąc dowód złożonego charakteru dopływu wód różnego pochodzenia do poprzeczni. Skład izotopowy wody pobranej 22 maja 1992 roku charakteryzował się wartościami  $\delta^{18}\text{O} = -9,3\text{‰}$  oraz  $\delta^2\text{H} = -66\text{‰}$ . Jeśli uwzględnić fakt, że woda ta mogła przed infiltracją ulec nieznacznemu odparowaniu, podany skład lokuje ją w górnej strefie wód współczesnej infiltracji (wód holocenijskich?). Pozostaje to w jaskrawej sprzeczności z obserwowanym poziomem radiowęglu sugerując, że „automatyczne” zaliczanie wód z niską aktywnością  $^{14}\text{C}$  do kategorii wód glacialnych jest błędne. Począwszy od 1995 roku obserwowany skład izotopowy wody z poprzeczni Mina mieścił się w zasadzie w zakresie typowym dla wód współczesnej infiltracji.

### STĘŻENIE TRYTU

Wyniki wszystkich pomiarów stężenia trytu wykonanych w obrębie poprzeczni Mina zestawiono w tabeli 1 oraz zilustrowano na ryc. 4, na której oprócz punktu reprezentującego próbę sprzed awarii (z 1991 roku) wyodrębniono trzy grupy danych: z początkowego okresu po awarii, oraz wyniki dotyczące prób pobieranych z otworów drenażowych D-1 i D-2 w późniejszym okresie czasu.

Przed awarią, w roku 1991, do poprzeczni Mina dopływała woda pozbawiona trytu co oznacza, że była ona zasilana w całości przed 1952 rokiem. Jak wspomniano wcześniej, jej skład izotopowy sugeruje albo domieszkę wód glacialnych, albo zasilanie w chłodniejszym okresie holocenu. W tych warunkach musiał w obrębie warstw chodenickich istnieć gradient stężenia trytu ku powierzchni. Z chwilą awarii uruchomiony został przepływ pionowy stagnującego słupa wody. Jego efektem było stosunkowo szybkie wyczerpanie wody o niskim składzie izotopowym z bezpośredniego sąsiedztwa poprzeczni, oraz narastające w czasie stężenie trytu. Obserwowany trend czasowy zmian stężenia trytu stał się podstawą do próby matematycznego opisu przepływu wody w oparciu o modele komorowe przepływu znaczników (Małoszewski, Zuber, 1996). Wyniki obliczeń modelowych można znaleźć np. w pracach Zuber (2007) czy Dulińskiego i in. (2014). W obydwóch przypadkach do modelowania użyto wszystkich dostępnych w danej chwili danych pomiarowych. Obliczenia wskazywały, że najlepsze dopasowanie uzyskuje się dla modelu dyspersyjnego przepływu (DM) o następujących parametrach: udział wody starszej, beztrytowej  $\beta = 0,8 \div 0,9$ ; tzw. parametr dyspersyjny  $P_D = 0,008 \div 0,01$ ; średni wiek składowej trytowej: 42-46 lat. Dokładny wgląd w strukturę danych i okoliczności w jakich zostały pobrane próby do analiz nakazuje jednak dużą ostrożność w ocenie wiarygodności wyników obliczeniowych i ich zgodności z realiami zarówno w okresie awarii jak i w latach następnych.

Jednym z podstawowych założeń teorii modeli komorowych jest istnienie przepływu ustalonego. Jak pokazują dane

z tabeli 1, w całym okresie funkcjonowania wycieku po roku 1991 założenie to nie było spełnione. Potwierdzają to także dane zawarte na ryc. 3. Nawet w okresach względnej stabilizacji wydajności wycieku w poprzeczni Mina eksperymenty znacznikowe dowiodły dużej zmienności warunków przepływu wody w górotworze (d'Obyrn i in., 1995). Dodatkowo z ryc. 4 wynika, że dopływy do rur drenażowych D-1 i D-2 różniły się stężeniem trytu w czasie. Fakty te sugerują konieczność modyfikacji oceny znaczenia zmienności stężenia trytu jako narzędzia służącego określeniu wieku wody dopływającej do poprzeczni.

Stężenie trytu w dopływie do rury drenażowej D-2 zaczęło narastać praktycznie liniowo od roku 1993, by w 2000 roku i latach następnych ustabilizować się na średnim poziomie ok. 6 T.U. Okres narastania stężenia tego izotopu trwał w przybliżeniu 7 lat. Podobny okres czasu był potrzebny na ustabilizowanie się stężenia trytu w dopływie do rury D-1, a jego wartość średnia była zbliżona do obserwowanej w rurze D-2 i wynosiła ok. 7 T.U. Z ryc. 4 wynika dodatkowo, że stężenia w rurze D-1 na poziomie obserwowanym w rurze D-2 występowały z ok. 3 letnim opóźnieniem. Dowodzi to zróżnicowania dróg dopływu wody do rur drenażowych, pomimo ich bliskiego wzajemnego usytuowania. Stabilizacja sygnału trytowego oznacza dopływ wód współczesnych z górnej strefy warstw chodenickich, w których stężenie trytu zostało częściowo zredukowane wskutek skończonego czasu przejścia wody przez strefę nienasyconą. Wyznaczenie tego czasu jest trudne jeśli nie posiada się studni ujmujących poziom zwierciadła wód podziemnych.

Do pewnego stopnia można oszacować długość okresu przebywania wody w strefie nienasyconej, opierając się na danych z dostępnych studni. Dla poprzeczni Mina największe znaczenie mają otwory na jej północnym przedpolu, oraz studnie Kraków S6 i S10 zlokalizowane ok. 2 km na północ od poprzeczni, w obszarze zasilania zbiornika GZWP-451 Piaski Bogucickie. Przedziały zafiltrowania wynoszą 21,2-50 m dla studni S6 oraz 32,8-55,4 m dla studni S-10. Dla wód z tych studni wykonano odpowiednio 4 i 6 pomiarów stężenia trytu. Pomiędzy rokiem 2000 oraz 2012 stężenie trytu w studni S6 zmalało od 15,7 do 7,3 T.U., natomiast w analogicznym okresie czasu w studni S10 zaobserwowano spadek stężenia trytu od 17,2 do 7,0 T.U. Spadki te w ponad 80% wynikają z rozpadu promieniotwórczego trytu, związanego z czasem migracji wody do strefy ujęcia. Końcowe stężenia są porównywalne z obserwowanymi, ustabilizowanymi wartościami w wodzie dopływającej do poprzeczni Mina. Obliczenia numeryczne przeprowadzone w oparciu o dyspersyjny model przepływu pokazały, że wody dopływające do tych studni praktycznie nie zawierają komponenty beztrytowej (starszej) a średni wiek wody wynosi ok. 20 lat. Mniej więcej tyle czasu potrzebuje woda by dotrzeć na średnią głębokość ok. 36-44 m. Jeżeli warunki zasilania są podobne, to wody o podobnym



wieku powinny występować w górnych partiach strefy nasyconej warstw chodenickich.

Otwór B-3 położony jest w strefie zapadliska, jakie powstało na północnym przedpolu poprzeczni Mina po awarii wodnej. Średnie stężenie trytu stwierdzone w tym otworze wynosi 7,8 T.U (8,3 T.U bez uwzględniania wyniku z 2010 roku) i jest nieco wyższe od występującego w studniach S6 i S10. Jest to prawdopodobnie spowodowane szcerpaniem wód pierwotnie występujących na jego poziomie i napływem w ich miejsce wód młodszych, z wyższych partii warstw chodenickich. Uwzględniając obserwowany ok. siedmioletni okres wzrostu stężenia trytu i opóźnienie pomiędzy sygnałem w obydwóch otworach drenażowych można wysunąć wniosek, że w końcowym stadium istnienia wycieku do poprzeczni dopływała woda, której średni wiek wyznaczony w oparciu o zawartość trytu wynosił ok. 30 lat.

### RADIOWĘGIEL

W okresie istnienia dopływu do poprzeczni Mina wykonano trzy analizy izotopowe węgla ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) w latach 1992, 1993 i 2004. Ich rezultaty przedstawiono w tabeli 1.

Pierwszego pomiaru aktywności radiowęgla w wycieku z poprzeczni Mina dokonano na próbie pobranej 22 maja 1992 roku, czyli nieco ponad miesiąc po awarii. Uzyskano wartości  $\delta^{13}\text{C} = -15\%$  oraz  $A^{14}\text{C} = 9,5$  pMC, przy zerowym (w ramach niepewności pomiarowej) stężeniu trytu. Dysponując wartościami początkowymi składu izotopowego  $\delta^{13}\text{C}_0$  i aktywności  $A^{14}\text{C}_0$  można na podstawie uzyskanych wyników oszacować wiek radiowęglowy wody, wykorzystując wzór reprezentujący prosty model tłokowy z poprawką Pearsona (Zuber, 2007):

$$t = 8268 \cdot \ln \left( \frac{A^{14}\text{C}_0}{A^{14}\text{C}} \frac{\delta^{13}\text{C}}{\delta^{13}\text{C}_0} \right) \quad (2)$$

W charakterze wartości początkowych wykorzystano dane z zachodniej części obszaru zasilania zbiornika GZWP-451. W obszarze tym średnie wartości wynoszą:  $A^{14}\text{C}_0 = 62,6$  pMC,  $\delta^{13}\text{C}_0 = -14,3\%$  (Kapusta, 2012). Wyznaczony w oparciu o przytoczone wartości wiek badanej próby wody wynosi ok. 16 000 lat i jest niewątpliwie zawyżony biorąc pod uwagę holocenijski skład izotopowy tlenu i wodoru. To zawyżenie wieku, podobnie jak w przypadku innych wycieków, tłumaczono wymianą izotopową z matrycą skalną (Zuber, Duliński, 2004; Zuber, 2007). Interpretacja taka była wygodna zwłaszcza w przypadkach, kiedy w wodach obserwowano znaczne stężenia trytu, przy niskich aktywnościach  $^{14}\text{C}$  (np. w komorze Z-32). Jednak w świetle późniejszych badań i obliczeń takie podejście musi zostać zrewidowane.

Wielkość rezerwuaru rozpuszczonego w wodzie węgla zależy od temperatury, ciśnienia gazowego  $\text{CO}_2$  w glebie, dostępności skał węglanowych oraz stopnia otwartości systemu względem gazowego dwutlenku węgla w trakcie roz-

puszczania węglanów. W rejonie Krakowa, przy średniej temperaturze powietrza równej  $8,6^\circ\text{C}$  oraz ciśnieniu cząstkowym glebowego  $\text{CO}_2$  na poziomie ok. 0,01 atm, stężenie jonów wodorowęglanowych w układach otwartych względem fazy gazowej powinno wynosić ok. 250 mg/dm<sup>3</sup>. Znaczące przekroczenia tej wartości świadczą o istnieniu dodatkowego strumienia dwutlenku węgla. W warunkach układu otwartego wzgl. glebowego  $\text{CO}_2$  o wartości  $\delta^{13}\text{C} = -22\%$  i przy założeniu obecności węglanów pochodzenia morskiego, skład izotopowy całkowitego rozpuszczonego węgla powinien wynosić ok. -13%, a aktywność  $^{14}\text{C}$  ok. 100 pMC. Istniejące od końca 1992 roku dane świadczą, że zawartość jonów wodorowęglanowych w dopływie do poprzeczni Mina wynosiła średnio ok. 700 mg/dm<sup>3</sup> (Garlicki i in., 1996), a więc znacznie przekraczała wartości wynikające z przeciętnych warunków fizykochemicznych. Dodatkowo, wartość  $\delta^{13}\text{C}$  była o 2% niższa od spodziewanej. Na obszarze Wieliczki i okolic jedynym źródłem dodatkowego dwutlenku węgla jest martwa materia organiczna ulegająca rozkładowi wskutek sukcesywnych reakcji z udziałem rozpuszczonego w wodzie tlenu, oraz redukcji azotanów i siarczanów. Produktem tych reakcji jest gazowy dwutlenek węgla, który redukuje stopień nasycenia wód i czyni je agresywnymi względem minerałów węglanowych. Proces ten w naturalny sposób podwyższa stężenie jonów wodorowęglanowych w wodzie, obniża wartość  $\delta^{13}\text{C}$  oraz redukuje aktywność  $^{14}\text{C}$  rozpuszczonego węgla nieorganicznego. Obliczenia przeprowadzone dla wód podziemnych zbiornika GZWP-451 pokazały słuszność takiego modelu koncepcyjnego (Duliński i in., 2013). Wykonano je dla reprezentatywnych stężeń azotanów i siarczanów w tych wodach na poziomie odpowiednio 20 i 180 mg/dm<sup>3</sup>, oraz dla wyjściowego stężenia rozpuszczonego tlenu (11,8 mg/dm<sup>3</sup>), wynikającego z równowagi termodynamicznej z atmosferą. Uzyskane rezultaty wskazują, że przy stężeniu jonów  $\text{HCO}_3^-$  dochodzących do 500 mg/dm<sup>3</sup> możliwe jest osiągnięcie wartości  $\delta^{13}\text{C}$  całkowitego rozpuszczonego węgla nieorganicznego na poziomie -15%. Aktywność  $^{14}\text{C}$  zależy od stopnia równowagi względem  $\text{CaCO}_3$  osiągniętej przed wejściem w strefę nasyconą i wynosi od 17,7 przez 49,4 do 61,5 pMC odpowiednio dla 1, 50 oraz 100% nasycenia względem  $\text{CaCO}_3$  w dolnej partii strefy nienasyconej. Pierwsza z wymienionych aktywności  $^{14}\text{C}$  może reprezentować wg równania (2) okres preborealny, druga i trzecia – odpowiednio wieki ok. 2600 oraz 800 lat. W tej sytuacji holocenijski skład izotopowy tlenu i wodoru jest w pełni uzasadniony. Wnioski te obowiązują przy założeniu parametrów chemicznych w obrębie zbiornika GZWP-451. Jednak w dopływie do poprzeczni Mina średnie stężenie jonów siarczanowych było na poziomie 1,5-3,5 g/dm<sup>3</sup>. Oznacza to zwiększone możliwości utleniania materii organicznej w reakcji z jonami siarczanowymi i dodatkową redukcję aktywności  $^{14}\text{C}$ . W tym świetle niska aktywność radiowęgla przy wysokim stężeniu jonów wodorowęglanowych i niskiej

wartości  $\delta^{13}\text{C}$  w próbce wody pobranej 22 maja 1992 roku nie jest sprzeczna z holoceniowym składem izotopowym tlenku i wodoru. Kolejne pomiary izotopów węgla potwierdzają dopływ do poprzeczni wód coraz młodszych. W końcowej fazie istnienia dopływu w roku 2004, skład izotopowy węgla  $\delta^{13}\text{C} = -12,8\text{‰}$  oraz aktywność  $^{14}\text{C}$  na poziomie 36 pMC, przy stężeniu jonów  $\text{HCO}_3^-$  równym  $530 \text{ mg/dm}^3$ , świadczyły o dopływie wód współczesnych, o parametrach zbliżonych do wód nasyconych względem  $\text{CaCO}_3$  w układzie otwartym, ze stropowych warstw strefy nasyconej. Pozostaje to w zgodzie z wnioskami opartymi na obserwacjach stężenia trytu.

#### PODSUMOWANIE

Badania izotopowe wycieku w poprzeczni Mina, w ciągu całego okresu czasu po awarii wodnej w październiku 1992 roku pozwoliły określić rodzaj i wiek wód, które dopływały do tego chodnika. Tuż po awarii do poprzeczni dopływały głównie wody zawierające w mniejszym lub większym stopniu składową zasilaną w klimacie chłodniejszym od obecnego. W okresie tym obserwowano duże fluktuacje wszystkich parametrów, w tym także izotopowych, przejawiające się okresowym dopływem wód holoceniowych o składzie zbliżonym do wód współczesnych lecz pozbawionych trytu. W późniejszym stadium istnienia wycieku dopływały do niego w coraz większym stopniu wody współczesne. Okres ten charakteryzował się narastającym stężeniem trytu aż do jego stabilizacji począwszy od roku 2000. Taki przebieg ewolucji czasowej stężenia trytu w wycieku jest zgodny z hipotezą o istnieniu początkowo stagnującej kolumny wody w obrębie warstw chodenickich, uruchomionej w wyniku awarii w poprzeczni. Pomiary radiowęglu pokazały narastającą w czasie aktywność tego izotopu w rozpuszczonych węglanach, począwszy od wartości 9,5 pMC, przy bardzo wysokiej zawartości wodorowęglanów. Aktywność ta pozostaje w jaskrawej sprzeczności z równoległe mierzonym składem izotopowym wody na poziomie typowym dla wód holoceniowych. Poprzez analogię do obszaru przyległego zbiornika GZWP-451 „Piaśki Bogucieckie” zarówno wysokie stężenie wodorowęglanów jak i niską aktywność  $^{14}\text{C}$  tłumaczyć można rozcieńczeniem rozpuszczonego rezerwuaru węgla nieorganicznego w wyniku procesów rozkładu martwej materii organicznej. Systematyczny wzrost aktywności  $^{14}\text{C}$  w późniejszym okresie dowodzi napływu coraz to młodszych wód. W roku 2004 do poprzeczni mogła dopływać wyłącznie woda infiltracji współczesnej, o czym zdaje się świadczyć podwyższona wartość  $\delta^{13}\text{C}$  i niższe stężenie jonów  $\text{HCO}_3^-$ . Dokładna analiza wyników pomiarów izotopowych, przy uwzględnieniu parametrów wycieku w całym okresie jego występowania, umożliwiła spójną interpretację danych izotopowych. W szczególności pozwoliła ona na oszacowanie średniego czasu przejścia wody z obszaru zasilania do poprzeczni Mina w okresie funkcjonowania wycieku. Czas ten oceniono na ok. 30 lat.

#### LITERATURA/REFERENCES

- BRUDNIK K., CZOP M., MOTYKA J., d'OBYRN K., ROGOŹ M., WITCZAK S., 2010. The complex hydrogeology of the unique Wieliczka salt mine. *Prz. Geol.*, 59(9/1): 787-796.
- DULIŃSKI M., ROZANSKI K., KUC T., GORCZYCA Z., KANIA J., KAPUSTA M., 2013. Evolution of radiocarbon in a sandy aquifer across large temporal and spatial scales: case study from southern Poland. *Radiocarbon*, 55(2-3): 905-919.
- DULIŃSKI M., RÓŻAŃSKI K., BRUDNIK K., KOLONKO P., TADYCH J., 2014. Isotope monitoring of water appearances in salt mines: The Polish experience. [In:] *Natural Analogues for Safety Cases of Repositories in Rock Salt. "Salt Club" Workshop Proceedings*, Braunschweig, Germany, 5-7 September 2012. NEA/RWM/R(2013)10: 123-131.
- d'OBYRN K., PRZYBYŁO J., ZUBER A., 1995. Wyniki badań znacznikowych w otworach na przedpolu poprzeczni „Mina” kopalni soli w Wieliczce. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, tom VII, Kraków-Krynica: 135-142.
- d'OBYRN K., BRUDNIK K., 2011. Wyniki monitoringu hydrogeologicznego w Kopalni Soli „Wieliczka” po zamknięciu dopływu wody w poprzeczni Mina na poz. IV. *Przegląd Górniczy*, 6: 90-96.
- GARLICKI A., WILK Z., 1993. Geologiczne i hydrogeologiczne tło awarii na poziomie IV Kopalni Soli Wieliczka. *Prz. Geol.*, 41(3): 183-192.
- GARLICKI A., PULINA M., RÓŻKOWSKI J., 1996. Wpływ zjawisk krasowych na zagrożenie wodne kopalni soli Wieliczka. *Prz. Geol.*, 44(10): 1032-1038.
- GEYER S., GRABCZAK J., ŚLIWKA I., ZUBER A., 1993. Zastosowanie C-14 w substancjach organicznych oraz związków chlorowcowych do identyfikacji wieku wód na przykładzie kopalni soli „Wieliczka”. (w) *Współczesne problemy hydrogeologii*. Wyd. „SUDETY”, Wrocław, 353-357.
- KAPUSTA M., 2012. Datowanie wód podziemnych z wykorzystaniem radiowęglu – zagadnienia metodyczne i zastosowanie. Praca doktorska, WGGiOŚ AGH Kraków: str. 87.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1996. Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. [In:] *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology*. IAEA-TEC-DOC-910, IAEA Vienna: 9-58.
- MOTYKA J., BORCZAK S., 1992. Wykonanie badań laboratoryjnych własności hydrogeologicznych piaskowca z warstw chodenickich z otworu R-II. Maszynopis Archiwum Działu Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka”.
- NAŁĘCKI P., 1995. Warunki hydrogeologiczne. [w:] Mazurkiewicz M., red. *Kompleksowa koncepcja zabezpieczenia zabytkowej kopalni soli Wieliczka przed zagrożeniem wodnym. Studium możliwości likwidacji zagrożenia wodnego dla zabytkowej kopalni soli Wieliczka za pomocą bariery drenażowej lub ekranu izolującego*. PBZ 066-01. Maszynopis Archiwum Działu Geologicznego Kopalni Soli „Wieliczka”.
- RÓŻAŃSKI K., ZUBER A., 2000. Wody infiltracji glacialnej w Europie — mit czy rzeczywistość. *Prz. Geol.*, 48(9): 796-803.
- ZUBER A., DULIŃSKI M., 2004. Badania izotopowe wód kopalnianych Wieliczki wykonane w latach 1973 – 2004: rezultaty i ich interpretacja. WFiIS AGH Kraków, opracowanie dla KS „Wieliczka” S.A. (niepubl.): 36 str.
- ZUBER A. (red.), 2007. *Metody znacznikowe w badaniach hydrogeologicznych*. Poradnik metodyczny. Oficyna Wyd. Pol. Wrocław, Wrocław 2007: 402 str.





# Zastosowanie metody georadarowej w górnictwie podziemnym soli kamiennej w kopalni O/ZG „Polkowice-Sieroszowice”

*Using the ground penetrating radar methods in rock salt underground mining in the „Polkowice-Sieroszowice” mine*

Tomasz CHRUL, Waldemar PAWLIK, Joanna WRZOSEK

KGHM Polska Miedź S.A., Oddział Zakłady Górnicze Polkowice-Sieroszowice, Kaźmierzów 100,  
59-101 Polkowice, tomasz.chrul@kghm.com

## STRESZCZENIE

W KGHM Polska Miedź S.A. w O/ZG „Polkowice-Sieroszowice” wykorzystywana jest metoda georadarowa do rozpoznawania budowy geologicznej pokładu najstarszej soli kamiennej (Na1). Impulsem do zastosowania georadaru było pojawienie się zagrożenia gazowego w wykonywanych wyrobiskach górniczych. Metoda ta doskonale sprawdza się do lokalizowania bloków anhydrytowych, będących potencjalnym miejscem akumulacji siarkowodoru oraz jest pomocna przy określaniu stropu i spągu pokładu soli. W badaniach zastosowano anteny georadarowe o częstotliwościach 100MHz i 30MHz, którymi osiągnięto zasięgi odpowiednio 40m i 60m przy rozdzielczości 0,25m i 1,0m. Profilowania z użyciem georadaru wykonywano w otworach badawczych i wzdłuż spągu wyrobisk.

**Słowa kluczowe:** georadar, złoża soli, bloki anhydrytowe, siarkowodor.

## ABSTRACT

In the KGHM Polska Miedź S.A. in the “Polkowice-Sieroszowice” mine, the georadar method is used to recognize the geological structure of the Zechstein (Upper Permian) Oldest Halite rock salt (Na1) deposits. The incentive to use the georadar was the occurrence of a gas risk in mining excavations. This method is ideal for locating anhydrite blocks, which are potential sites of hydrogen sulfide accumulation, and is helpful in determining the top and base of the salt deposits. In the tests, 100MHz and 30MHz antennas were used,

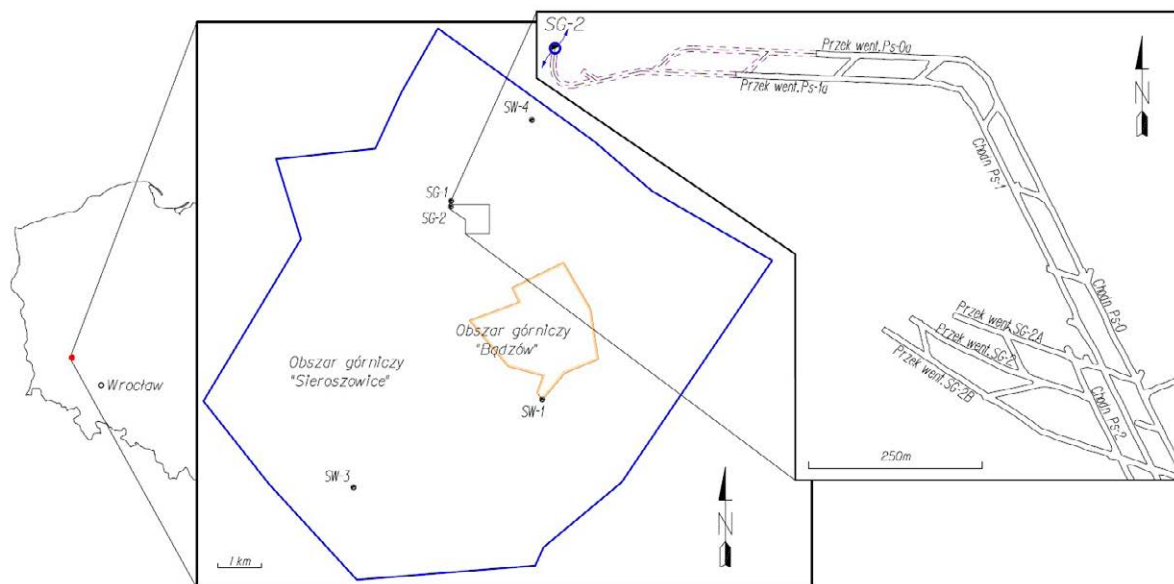
which reached the ranges of respectively 40m and 60m and resolutions of 0.25m and 1.0m. The profiling with use of a georadar was performed in research boreholes and along the floors of excavation drifts.

**Key words:** georadar, salt deposit, anhydrite blocks, hydrogen sulphide

## WPROWADZENIE

Kopalnia „Polkowice–Sieroszowice” jest jedyną kopalnią w KGHM Polska Miedź S.A., która obok złoża rud miedzi eksploatuje również złoża soli kamiennej. Prowadzi ona działalność w pięciu obszarach górniczych ustanowionych dla wydobycia rudy miedzi, m.in. w OG Sieroszowice oraz w jednym obszarze górniczym ustanowionym dla wydobycia soli kamiennej – OG Bądzów. Poza tym obszarem w pokładzie soli kamiennej drażone są wyrobiska techniczne związane z eksploatacją złoża rud miedzi, a wydobyta sól kamienna w ramach tych robót stanowi kopalinę towarzyszącą. Takimi wyrobiskami technicznymi są Chodniki Ps-1 i Ps-0 oraz Przekopy wentylacyjne Ps-1a i Ps-0a, które docelowo mają połączyć wentylacyjnie szyb wydechowy SG-2 z wyrobiskami wykonanymi na poziomie złoża rud miedzi. W tym rejonie głównie koncentrowały się badania geofizyczne z wykorzystaniem georadaru (Soroko i in., 2015) (Ryc.1).

Impulsem do zastosowania metody georadarowej było wystąpienie zjawiska gazo-geodynamicznego podczas prowadzenia robót rozpoznawczych w złożu soli, poprzez niekontrolowany wpływ do wyrobisk siarkowodoru o znacz-



Ryc.1. Lokalizacja terenu badań.

Fig. 1. Location of the research area.

nym stężeniu. Gaz ten był uwięziony w bloku anhydrytu naświetlonym przez kombajn organem urabiającym.

Chcąc uniknąć w przyszłości podobnych wypadków opracowano nową metodologię rozpoznania złoża polegającą na: (a) wykonywaniu otworów badawczych w osiach wyrobisk zgodnie z azymutem i kątem zapadania projektowanych wyrobisk, (b) zastosowaniu badań georadarowych do rozpoznania górotworu pod kątem występowania w sąsiedztwie wyrobisk potencjalnie gazonośnych bloków anhydrytowych.

Poza oceną możliwości wystąpienia zagrożenia gazowego badanie georadarem stało się również narzędziem do monitorowania położenia stropu oraz spągu pokładu soli (Na1) w rejonach redukcji jego miąższości i konieczności prowadzenia wyrobisk bez kontaktu z anhydrytem górnym (A1g) i anhydrytem dolnym (A1d).

#### BUDOWA GEOLOGICZNA POKŁADU NAJSTARSZEJ SOLI KAMIENNEJ (NA1)

W Obszarze Górniczym Sieroszowice pokład soli kamiennej tworzy najstarsza sól, należąca do cyklotemu PZ1, ogniwa najstarszej soli kamiennej Na1. Bezpośrednio pod solami występuje anhydryt dolny (A1d) o miąższości od 20m do 152m, a nad nimi anhydryt górny (A1g) o miąższości od 42m do 72m.

Miąższość soli kamiennej, w omawianym obszarze, waha się od ok. 3,6m (otwór S-71) do ok. 186m (otwór S-374), przy średniej miąższości ok. 80m. Spąg soli kamiennej zalega na głębokości od -630m p.p.m. w S części do -1355m p.p.m. w NE części obszaru. Strop pokładu soli zalega na głębokości od -627m p.p.m. w S części do -1145m p.p.m. w kierunku N. Odległość spągu soli od spągu cechsztynu waha się od 20m do 100m.

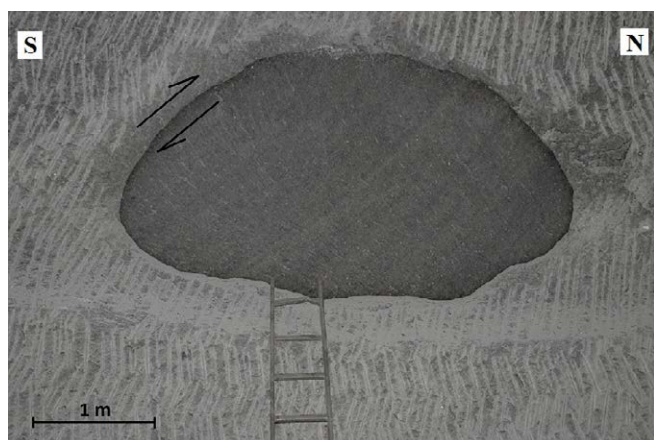
Pokład soli charakteryzuje się zmienną miąższością i złożoną budową wewnętrzną, objawiającą się deformacjami i zaburzeniami pierwotnego zalegania warstw (Ryc. 2 i 3), na które miały wpływ czynniki sedymentacyjne i tektoniczne (Szybist, 1976). Utrudnia to lub uniemożliwia określenie następstwa stratygraficznego i korelację poszczególnych wydzieleni litologicznych między wyrobiskami i otworami wiertniczymi. Poza różnicami w strukturze i teksturze soli kamiennych, głównym wyznacznikiem wydzielenia odmian petrologicznych soli jest ilość domieszek zanieczyszczeń anhydrytowych i ilastych. Na tej podstawie można wyróżnić szereg typów petrologicznych soli kamiennej, od soli czystej (bez widocznych makroskopowo zanieczyszczeń), do soli z grubymi przerostami anhydrytu (ze średnią lub dużą zawartością różnych form skupień anhydrytu) oraz warstw brekcji solno-anhydrytowej i anhydrytów śródsolnych.



Ryc. 2. Zaburzone warstwowanie w soli (lokalizacja: Up. F-9).

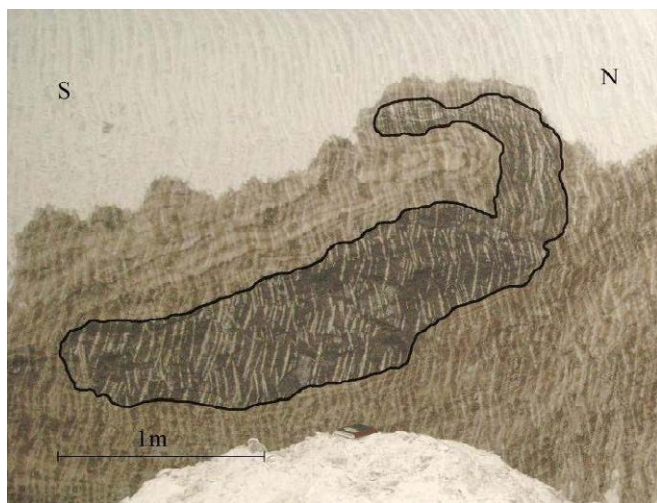
Fig. 2. Disturbed layering in the rock salt bed (location site: Up.F-9).





**Ryc. 3.** Lustro tektoniczne odsłonięte w czole przodka Ps-0a.  
**Fig. 3.** Slikenside along a fault surface exposed in the face of the Ps-0a excavation.

Przerosty anhydrytów śródsolnych w profilu złoża soli są częstym zjawiskiem. Występują one na ogół w pobliżu spągu pokładu soli, ale również w jego części środkowej i stropowej. Są to nieregularnie wykształcone warstwy o zmiennej miąższości, jak też nieregularne ciała anhydrytowe w formie soczew i bloków (Ryc.4).



**Ryc. 4.** Blok anhydrytowy w ociosie wyrobiska Ps-0a.  
**Fig. 4.** Anhydrite block in the wall of the Ps-0a drift.

W profilu pokładu soli wspomniane anhydryty są reprezentowane przez jedną, dwie lub nawet trzy warstwy, a ich miąższość waha się od 0,04m do 9,0m. Korelacja przerostów anhydrytowych jest utrudniona ze względu na ich facjalne przechodzenie w sól kamienną (Szybist, 1976) zarówno w profilu pionowym jak i poziomym oraz tektoniczne deformacje w obrębie pokładu soli. Warstwy anhydrytu, jako skały sztywne w wyniku deformacji tektonicznej mogą występować w formie izolowanych, silnie spękanych bloków, poprzesuwanym względem siebie. Omawiane anhydryty mają strukturę mikro- i kryptokrystaliczną, teksturę zbitą, masywną, ale nierzadko zdarzają się w nich tekstury porowate lub

wręcz kawerniste. W połączeniu z systemem szczelin i spękań, anhydryty takie są dobrym ośrodkiem akumulacji gazów.

Analizując parametry elektromagnetyczne soli i anhydrytu istnieją wystarczające różnice pomiędzy tymi dwoma utworami

#### METODYKA PRAC BADAWCZYCH

Wystąpienie zagrożenia gazowego w pokładzie soli kamiennej i konieczność zapewnienia bezpieczeństwa pracującej załozce oraz prowadzenia ruchu zakładu górniczego spowodowało konieczność zmodyfikowania dotychczasowych metod rozpoznania górotworu. Przed tym zdarzeniem rozpoznanie to ograniczało się do odwiercenia pojedynczego otworu badawczego, wyprzedzającego w czole przodka o kącie nachylenia i azymucie zgodnym z projektowanym wyrobiskiem. W zaistniałej sytuacji były to informacje niewystarczające, gdyż dostarczały jedynie punktowe dane, nie obejmujące całego przekroju wyrobiska. Zwiększenie obszaru badań umożliwiło zastosowanie metody georadarowej.

Podstawą użycia techniki georadarowej do prowadzenia rozpoznania budowy geologicznej i zagrożenia gazowego były wyniki prac zleconych przez Dział Geologiczny O/ZG „Polkowice-Sierszowice”. Wnioski z nich są następujące:

- przeprowadzanie badań georadarowych jest skuteczną metodą rozpoznania budowy geologicznej złoża soli oraz określenia wystąpienia zagrożenia gazowego (kontrast parametrów elektromagnetycznych soli i anhydrytu),
- badania geo-radarowe otworów wiertniczych, ociosów i spągów dobrze rejestrują występowanie struktur planarnych, (czyli np. przewarstwień anhydrytowo-ilastych), jak i obiektów występujących w soli (bloków anhydrytowych), identyfikując je, jako strefy silnego tłumienia fali elektromagnetycznej (Jedlecki i in., 2015).

Analizując parametry elektromagnetyczne soli i anhydrytu istnieją wystarczające różnice pomiędzy tymi dwoma utworami do zastosowania z powodzeniem metody georadarowej. Względna przenikalność elektryczna  $\epsilon_r$  dla soli wynosi 5,6 natomiast dla anhydrytu 6,5 (Dortman, 1984), co umożliwia na granicach tych ośrodków zarejestrowanie na echogramach czytelnych refleksów i hiperbol dyfrakcyjnych. Innym z parametrów jest oporność elektryczna  $\rho$ , dla soli bardzo wysoka mieszcząca się w przedziale  $10^{14}$ - $10^{15}\Omega m$ , a dla anhydrytu niska, wynosząca  $10^3$ - $10^5\Omega m$ . Wynika stąd, że w utworach solnych należy oczekiwać dobrej propagacji fal elektromagnetycznych i stosunkowo dużych zasięgów głębokościowych. Ponadto w strefach występowania bloków anhydrytu należy spodziewać się zwiększonego tłumienia fali elektromagnetycznej, co będzie widoczne na echogramie.

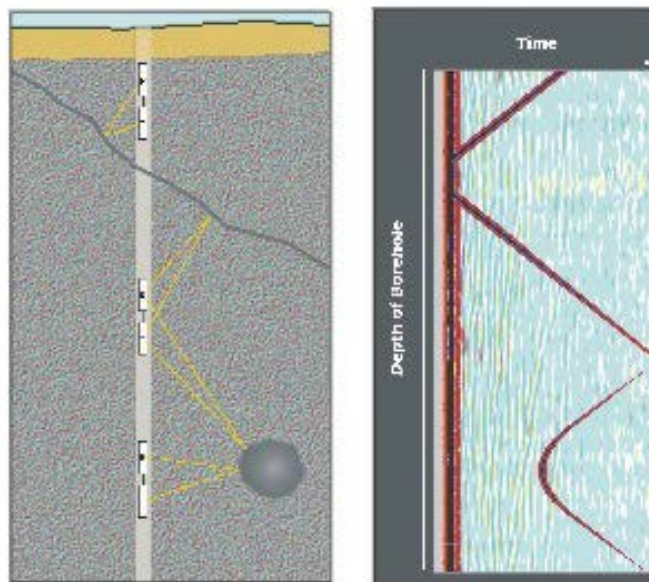
W trakcie prac górniczych w wyrobiskach drążonych w kierunku do zbitcia z szybem SG-2 (Przekopy wentylacyjne Ps-0, Ps-1), w rejonie południowo-zachodniej granicy zasięgu najstarszej soli kamiennej (Na1) pojawiła się dodatkowa

możliwość wykorzystania metody georadarowej, a mianowicie do monitorowania położenia stropu oraz spągu pokładu soli. Występowała tu konieczność utrzymania odpowiedniej półki bezpieczeństwa do kontaktu z anhydrytem dolnym (A1d) oraz anhydrytem górnym (A1g). Było to o tyle ważne, że zanotowano tu duże deniwelacje spągu i stropu pokładu soli oraz towarzyszące temu zjawisku zmniejszenie jego miąższości, jak również istniała też możliwość wystąpienia zagrożeń naturalnych z obu tych kierunków. Od anhydrytu dolnego mogło nastąpić realne zagrożenie gazowe, notowane w tym rejonie na poziomie złoża miedzi. Natomiast od anhydrytu górnego istniało potencjalne niebezpieczeństwo związane z zagrożeniem wodnym.

Biorąc pod uwagę wszystkie te czynniki dla realizacji drążenia wiązki wyrobisk w kierunku do zbiecia z szybem SG-2, opracowano sposób rozpoznania górotworu polegający na:

- wykonywaniu w każdym wyrobisku otworów wyprzedzających badawczych;
- przeprowadzaniu rozpoznania górotworu przy zastosowaniu badań georadarowych w otworach wiertniczych;
- prowadzeniu robot górniczych zgodnie z zaleceniami na podstawie wyników badań georadarowych;
- badaniu georadarowym wzdłuż spągu wykonanego wyrobiska celem weryfikacji badań georadarowych otworowych przy wykorzystaniu anten do profilowań powierzchniowych.

W metodzie georadarowej refleksyjnej wykorzystuje się zjawisko propagacji fal elektromagnetycznych w ośrodku geologicznym, ich odbicia na granicach ośrodków różniących się parametrami elektromagnetycznymi (Karczewski, 2007). Sygnał radarowy emitowany z anteny nadawczej (Tx) przenika przez górotwór i po odbiciu od granic ośrodków powraca do anteny odbiorczej (Rx). Wyznacznikiem głębokości jest czas, jaki upłynął od momentu wysłania sygnału do jego powrotu oraz prędkość rozchodzenia się fali w ośrodku skalnym. Powracająca fala jest rejestrowana w formie cyfrowej i zapisywana w postaci echogramu.



**Ryc. 5.** Schemat zasady działania georadaru otworowego (po lewej) oraz przykładowy echogram z badania powierzchni nieciągłości i ciała kulistego (po prawej). (Materiały informacyjne firmy Mala GS).

**Fig. 5.** A diagram showing a scheme of borehole ground penetrating radar operation (left) and an exemplary radargram presenting planar discontinuity and spherical body survey (right). (Mala GS promotion prospects).

Georadar otworowy działa na podobnej zasadzie, jak georadar do badania powierzchniowego, z tą różnicą, że w badaniu powierzchniowym impulsy odbite pochodzą z jednej półprzestrzeni, a w georadarze otworowym impulsy odbite są rejestrowane z pełnej przestrzeni (360°) wokół otworu i rzutowane na jedną powierzchnię. Utrudnia to określenie kierunku, w którym znajduje się obiekt powodujący zaburzenie, natomiast z dużą dokładnością można wyznaczyć jego odległość od otworu (Ryc.5)

Do badań otworowych wykorzystano system georadarowy 100MHz Slimhole Borehole Antenna firmy Malå Geoscience, w skład którego wchodzi antena nadawcza Tx (długość 1,89m, średnica 40mm), antena odbiorcza Rx (długość



**Ryc. 6.** A) Elementy zestawu 100MHz Slimhole Borehole Antenna producenta Malå Geoscience AB; B) Jednostka centralna georadaru ProEx wraz z monitorem XV; C) Antena ekranowana 100MHz; D) Antena nieekranowana RTA 30MHz. (Materiały informacyjne firmy Malå Geoscience AB).

**Fig. 6.** A) Elements of Malå Geoscience AB 100MHz Slimhole Borehole Antenna set; B) Control Unit of ProExground penetrating radar with a XV monitor; C) Shielded antenna 100MHz; D) Unshielded antenna RTA 30 MHz. (Mala GS promotion prospects).



1,76m, średnica 40mm) z wbudowanymi akumulatorami pozwalającymi na ponad 7 godzin pracy, separator z włókna szklanego o długości 1m łączący obie anteny oraz kabel światłowodowy, wzmacniony o długości 150mb i o nośności 650kg (Ryc.6). Połączone anteny są wprowadzane do otworu badawczego za pomocą skręcanych plastikowych rurek o dł.3m każda. Średnica otworu wynosi początkowo 32mm, a następnie jest rozwiercana do 93mm, aby można było zabezpieczyć otwór rurami PCV o średnicy 75mm (Ryc.7).



Ryc. 7. Pomiar georadarem otworowym w otworze wiertniczym.

*Fig. 7. Borehole georadar survey.*

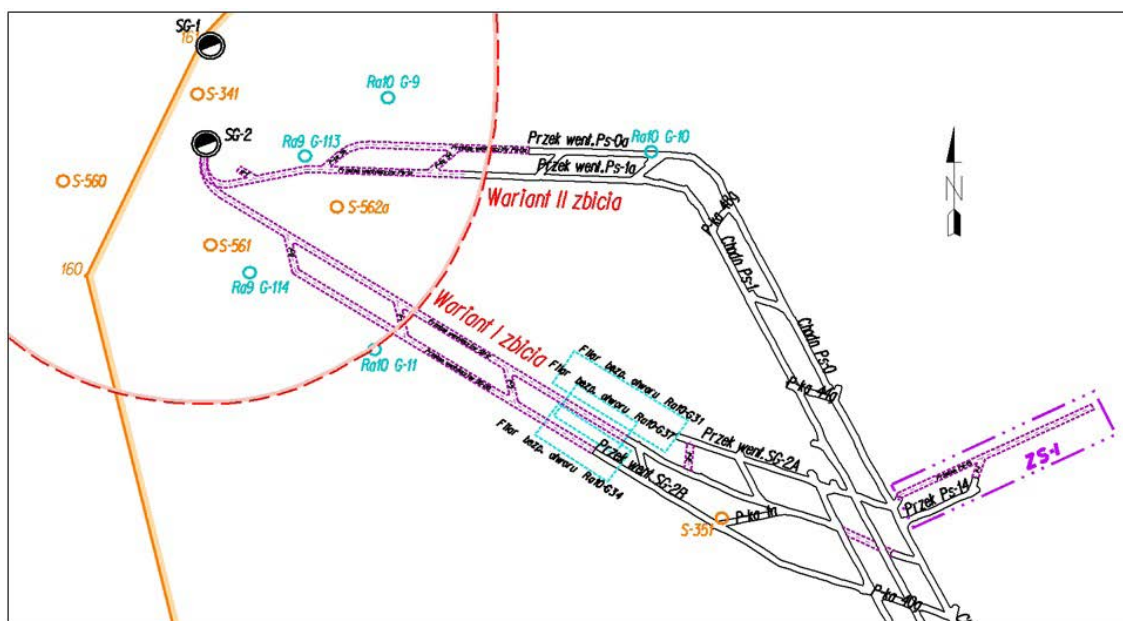
W badaniach spągu użyto antenę ekranowaną 100MHz oraz antenę nieekranowaną typu RTA 30MHz, którą dodatkowo wykorzystano do penetracji ociosu. Podczas pomiaru wybrana antena podłączana jest do jednostki centralnej georadaru ProEx, która jest podstawową częścią systemu. Do ustawienia parametrów pracy, odczytu i podglądu echogramu

służy XV Monitor (Ryc.6). Otrzymane dane z pomiarów są następnie poddane zaawansowanemu procesowi przetwarzania za pomocą programu ReflexW. Zapisany sygnał jest czyszczony z zakłóceń, filtrowany i wzmacniany.

W artykule przedstawiono wyniki badań przeprowadzonych za pomocą anteny otworowej 100MHz oraz anteny do profilowań po spągu 100MHz. Zasięg głębokościowy obu anten wynosił do 40m, co daje wartość zbliżoną do podawanej przez producenta, a ich rozdzielczość pozwala na detekcje obiektów nie mniejszych niż 0,25m. Dla każdego profilowania przyjęto następujące parametry pracy: odległości między trasami – 0,1m, składanie – 8 razy, okno czasowe – 600ns, prędkość rozchodzenia się fali elektromagnetycznej w soli – 0,13m/ns (wyznaczona na podstawie badań prędkościowych techniką WARR), a do przetworzenia otrzymanych echogramów zastosowano procedury programu ReflexW takie jak: korekcja czasu pierwszego wstąpienia (move starttime), usuwanie średniej (subtract-mean), usuwanie stałej składowej (subtract DC-shift), filtracja częstotliwościowa (bandpassbutterworth), wzmacnienie liniowe i logarytmiczne (gain function).

#### DWIE KONCEPCJE POŁĄCZENIA WYROBISK GÓRNICZYCH Z SZYBEM SG-2

Większość badań georadarowych koncentrowała się w rejonie wyrobisk drążonych do zbiecia z szybem wydechowym SG-2, gdzie po zaistnieniu w Przekopie Ps-14 zjawiska gazo-geodynamicznego, została wyznaczona powyżej przecinki 40g strefa niebezpieczna, czyli taka, w której istnieje możliwość wystąpienia zagrożenia gazowego (Ryc.8).



Ryc. 8. Dwa warianty połączenia wyrobisk górniczych z szybem SG-2 oraz stan rozpoznania górotworu otworami powierzchniowymi i pionowymi dołowymi.

*Fig. 8. Two variants of connecting drifts with the SG-2 shaft and the state of recognition of the rock massif with use of surface and vertical underground boreholes.*

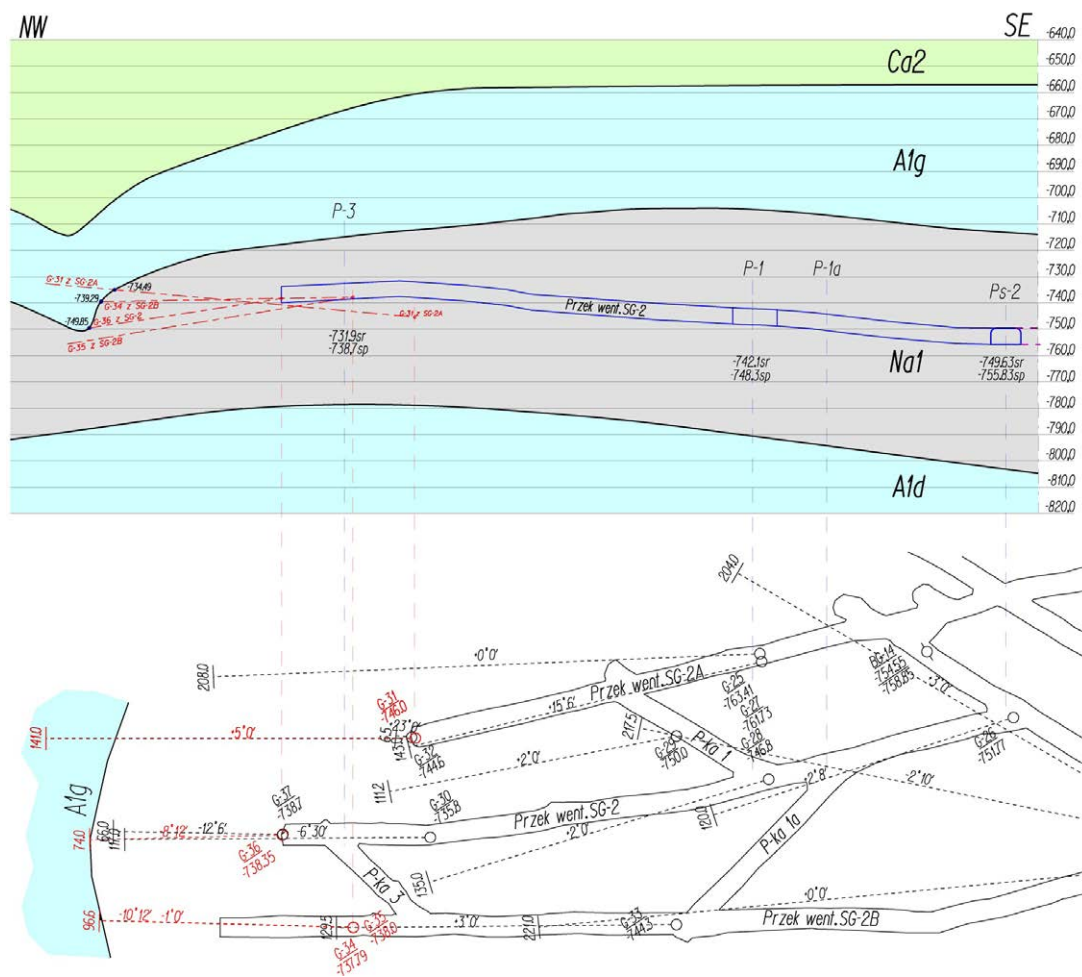


W pierwszym wariantcie zbitcia z szybem SG-2 zostały zaprojektowane przekopy SG-2 i SG-2A, a później również SG-2B. Rozpoznanie górotworu odbywało się tutaj standardowo przy pomocy otworów wyprzedzających, badawczych oraz badań georadarowych w otworach i po spągach wyrobisk, a usytuowanie spągu i stropu pokładu soli wydawało się być stabilne. Wskazywały na to informacje uzyskane z otworów pionowych odwierconych w tym rejonie (Ryc.8). W otworze powierzchniowym S-351 miąższość soli wyniosła 111m (przy rzędnej stropu pokładu -699,10m p.p.m i rzędnej spągu pokładu -810,10m p.p.m.), a w otworze pionowym Ra10 G-11 odwierconym z poziomu złoża miedzi ta miąższość wyniosła 96,8m (przy rzędnej stropu pokładu -697,50m p.p.m i rzędnej spągu pokładu -794,30m p.p.m.). Dużym zaskoczeniem było nawiercenie spągu anhydrytu górnego przy rzędnej -734,49m p.p.m. przez otwór wyprzedzający Ra10 G-31 odwierconym w czole przodka przekopu SG-2A na odległość 141m i pod kątem  $+5^\circ$ . Wykonane otwory badawcze z sąsiednich wyrobisk potwierdziły przypuszczenia o nagłym obniżeniu się spągu anhydrytu górnego (A1g) osiągającym ok. 40-50m, co wynika najprawdopodobniej z procesów tektonicznych. Ponadto ze wszystkich otworów badawczych, które osiągnęły anhydryt zaobserwowano wpływ wody o różnym nasileniu, co wskazywało na kontakt, poprzez spękania i szczeliny

w anhydrycie, z warstwą wodonośną w obrębie nadległych utworów dolomitu głównego (Ca2). W zaistniałych warunkach i z braku możliwości omińnięcia zawodnionej strefy tektonicznej, kierunek ten został zaniechany. Ryc.9 przedstawia przekrój wzdłuż przekopu SG-2 oraz przypuszczalne usytuowanie granic litologicznych w badanym rejonie.

Otwór badawczy Ra10 G-31 został po odwierceniu i sprofilowaniu rdzenia przebadany za pomocą georadaru otworowego, a otrzymany echogram wydaje się być dosyć interesujący, gdyż wyraźnie widoczny jest na nim zarys spągu anhydrytu górnego.

Na echogramie przedstawionym na Ryc.10 pomiar rozpoczyna się od 5,0m, co spowodowane jest tłumieniem fal elektromagnetycznych przez stalową rurę obsadową. Następnie w przedziale głębokościowym 0-3m na całej długości otworu zaznacza się pas wysokoamplitudowych sygnałów pochodzących od nakładania się fali prostej, rozchodzącej się od anteny nadawczej do odbiorczej oraz fal odbitych od spękań okołotworowych. Nie zauważa się tutaj zaniku amplitudy sygnałów radarowych (stref tłumienia) oraz charakterystycznych hiperbol dyfrakcyjnych, co wskazuje na brak w najbliższym sąsiedztwie otworu, a tym samym przyszłego wyrobiska bloków anhydrytowych potencjalnie gazonośnych.



Ryc. 9. Przekrój geologiczny przez przekop wentylacyjny SG-2.

Fig. 9. Geological cross-section across SG-2 excavation.

## Ra10 G-31

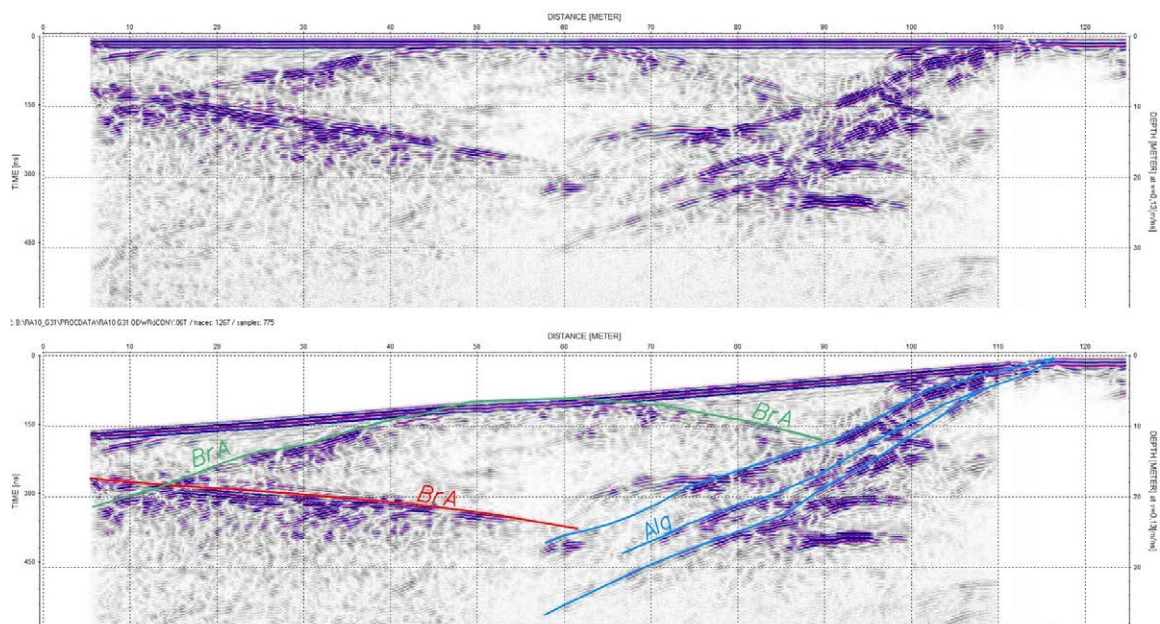
L.p.	Interwał (m) (interval)	Opis petrologiczny (Petrological description)	Miaższość (m) (Thickness)
1	0,00 - 10,00	Brak rdzenia (without core)	10,00
2	10,00 - 13,50	Sól kamienna czysta (salt)	3,50
3	13,50 - 17,00	Sól kamienna jasnoszara (salt)	3,50
4	17,00 - 19,00	Sól kamienna czysta (salt)	2,00
5	19,00 - 20,00	Sól kamienna jasnoszara (salt)	1,00
6	20,00 - 21,00	Sól kamienna ciemnoszara (salt)	1,00
7	21,00 - 23,70	Sól kamienna z laminami lub drobnymi skupieniami i okruchami anhydrytu (salt)	2,70
8	23,70 - 25,00	Sól kamienna ciemnoszara (salt)	1,30
9	25,00 - 26,20	Sól kamienna jasnoszara (salt)	1,20
10	26,20 - 28,20	Sól kamienna zanieczyszczona substancją ilastą z "warstewkami" lub licznymi okruchami anhydrytu (salt)	2,00
11	28,20 - 30,00	Sól kamienna jasnoszara (salt)	1,80
12	30,00 - 32,00	Sól kamienna czysta (salt)	2,00
13	32,00 - 33,85	Sól kamienna z laminami lub drobnymi skupieniami i okruchami anhydrytu (salt)	1,85
14	33,85 - 34,15	Anhydryt (anhydrite)	0,30
15	34,15 - 40,0	Sól kamienna jasnoszara (salt)	5,85
16	40,00 - 42,50	Sól kamienna z laminami lub drobnymi skupieniami i okruchami anhydrytu (salt)	2,50
17	42,50 - 44,00	Sól kamienna z grubymi przerostami anhydrytu (salt)	1,50
18	44,00 - 48,30	Sól kamienna czysta (salt)	4,30
19	48,30 - 49,00	Sól kamienna z laminami lub drobnymi skupieniami i okruchami anhydrytu (salt)	0,70
20	49,00 - 49,40	Sól kamienna z grubymi przerostami anhydrytu (salt)	0,40
21	49,40 - 50,00	Anhydryt i brekcja anhydrytowo-solna (anhydrite and anhydrite-salt breccia)	0,60
22	50,00 - 62,30	Sól kamienna z grubymi przerostami anhydrytu (salt)	12,30
23	62,30 - 76,55	Sól kamienna zanieczyszczona substancją ilastą i sporadycznie skupieniami lub smużkami anhydrytu (salt)	14,25
24	76,50 - 81,00	Sól kamienna jasnoszara (salt)	4,50
25	81,00 - 98,50	Sól kamienna zanieczyszczona substancją ilastą i sporadycznie skupieniami lub smużkami anhydrytu (salt)	17,50
26	98,50 - 110,00	Sól kamienna jasnoszara (salt)	11,50
27	110,00 - 114,00	Sól kamienna zanieczyszczona substancją ilastą i sporadycznie skupieniami lub smużkami anhydrytu (salt)	4,00
28	114,00 - 114,25	Anhydryt oczkowy (brekcja anhydrytowo-ilasta) (anhydrite)	0,25
29	114,25 - 114,60	Sól kamienna zanieczyszczona substancją ilastą i sporadycznymi skupieniami lub smużkami anhydrytu (salt)	0,35
30	114,60 - 115,20	Anhydryt oczkowy (anhydrite)	0,60
31	115,20 - 115,25	Sól kamienna czysta (salt)	0,05
32	115,25 - 115,50	Anhydryt oczkowy (anhydrite)	0,25
33	115,50 - 141,00	Anhydryt smużasty (anhydrite)	25,50

Tab. 1. Opis litologiczny rdzenia z otworu Ra10 G-31.

Tab.1. Lithological description of the core from Ra10 G-31 borhole.

Najbardziej interesujące są anomalie wyznaczające spąg anhydrytu górnego (A1g) przechodzące skośnie przez echogram w interwale 59-114m, tworzące trzy pasy o podwyższonych amplitudach refleksów i wskazując na przewarstwienia

anhydrytu i soli na kontakcie litologicznym. Linia refleksów tworzących horyzont zbiega się z linią otworu na 114m, dokładnie w miejscu wejścia otworu w anhydryt, co zostało stwierdzone w rdzeniu wiertniczym (Tab.1). Brak sygnałów



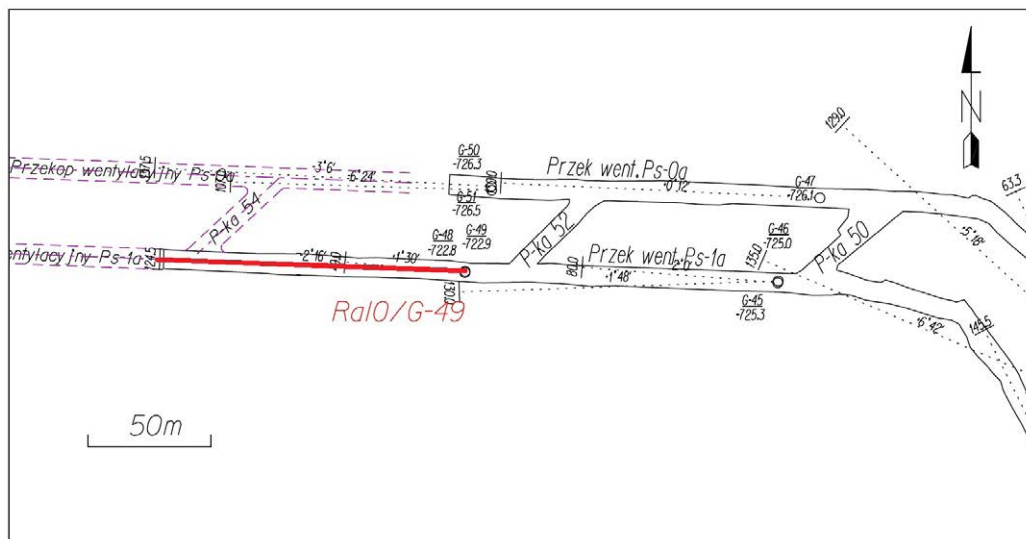
**Ryc. 10.** Echogram otworu Ra10 G-31 (a-echogram surowy, b-echogram z interpretacją), Alg-anhydryt górny, BrA-brekcja anhydrytowo-solna.

**Fig. 10.** Radargram of the Ra10/G-49 borehole (a-raw echogram, b-echogram with interpretation), Alg- upper anhydrite, BrA- anhydrite-salt breccia.

w strefie odległościowej w przedziale 110-125m i poniżej 5m głębokości związany jest z zawodnieniem anhydrytu solanką, która silnie tłumí fale radarowe.

Na echogramie widoczna jest również charakterystyczna łukowata struktura o podwyższonych amplitudach refleksów kontaktująca się z otworem w przedziale odległości 49-62m. Jest to niewątpliwie anomalia pochodząca od warstwy brekcji anhydrytowo-solnej i silnie zanieczyszczonej soli, co potwierdzone zostało w opisie petrologicznym rdzenia wiertniczego (Tab.1). Właśnie w tym interwale od 49,0m do 62,3m występuje sól kamienna z grubymi przerostami anhydrytu, brekcja anhydrytowo-solna i sam anhydryt. Mając

na uwadze dookólną charakterystykę anteny georadarowej otworowej z dużą pewnością można stwierdzić, że omawiana warstwa brekcji w przedziale 5-49m znajduje się nad otworem, w przedziale 49-62m otwór przechodzi przez nią, natomiast w interwale 62-90m warstwa ta przebiega pod otworem i najprawdopodobniej kontynuuje się dalej, co jednak nie jest widoczne na echogramie, gdyż refleksy pochodzące od tej struktury są przysłonięte przez silne sygnały wyznaczające spąg anhydrytu górnego. Podobnej planarnej struktury zbudowanej z brekcji anhydrytowej można się dopatrywać w anomalii w przedziale 5-58m, którą można umiejscowić poniżej otworu.



**Ryc. 11.** Lokalizacja omawianego obszaru.

**Fig. 11.** Location of the area under discussion.



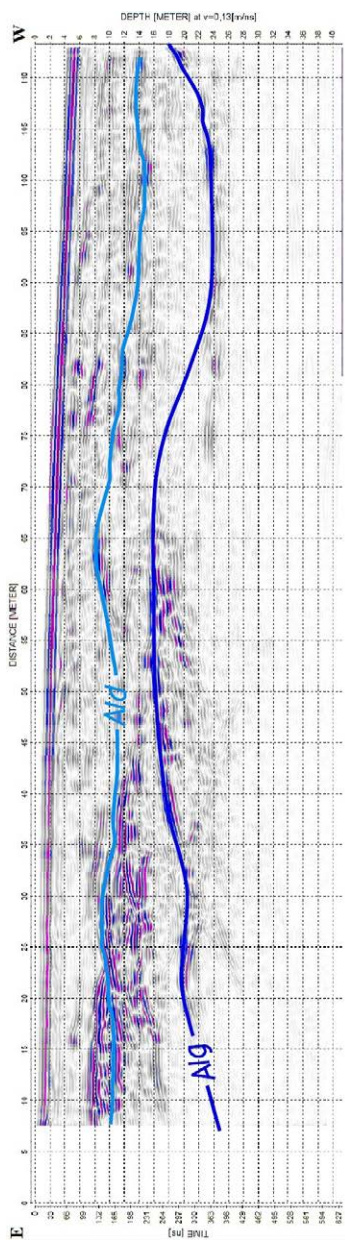
W drugim wariantcie zbitcia z szybem SG-2, kontynuowanym obecnie, wykonane zostały chodniki Ps-1 i Ps-0 oraz częściowo przekopy wentylacyjne Ps-0a i Ps-1a. Badania georadarowe w tym rejonie, jak już wcześniej wspomniano, oprócz identyfikacji zagrożenia gazowego miały na celu prowadzenie wyrobisk w bezpiecznej odległości od spągu i stropu pokładu soli bez kontaktu z anhydrytem dolnym lub anhydrytem górnym, gdzie można spodziewać się odpowiednio zagrożenia gazowego lub zagrożenia wodnego.

Dla przedstawienia wyników z interpretacji badań geofizycznych wybrano otwór wiertniczy Ra10/G-49 oraz dwa profile wykonane po spągu przekopu wentylacyjnego PS-1a

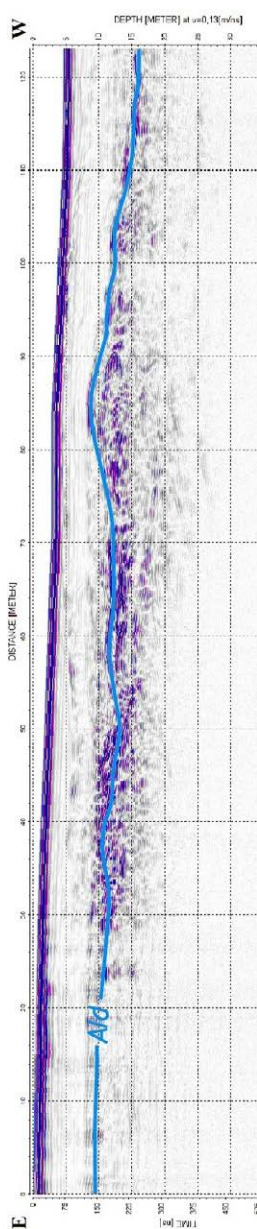
w rejonie tego otworu pomiędzy przecinką 52 i przecinką 54 (Ryc.11).

Na echogramie otworu Ra10/G-49, odwierconego w osi wyrobiska PS-1a na odległość 124,5m i kątem  $-2^{\circ}16'$  (Ryc.12), zaznaczają się dwie charakterystyczne strefy anomalii.

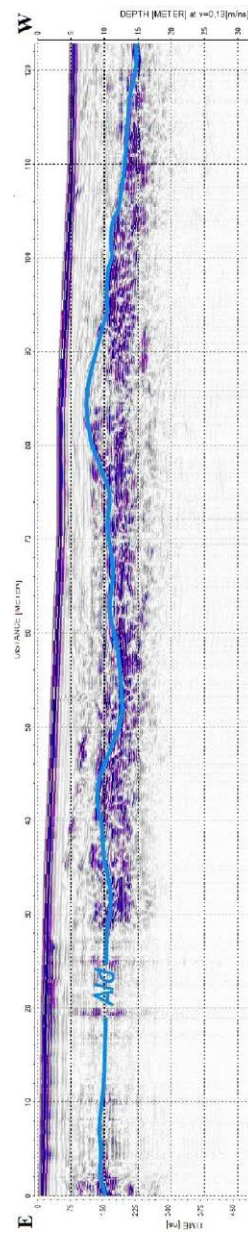
Pierwsza z nich w interwale od 9-113m na głębokości od 6 do 10m rejestruje strop anhydrytu dolnego (A1d), czyli spąg pokładu soli. Natomiast anomalie zarejestrowane na 17-113m z pewnymi przerwami na głębokości od 14m do 22m przedstawiają spąg utworów anhydrytu górnego (A1g), czyli strop pokładu soli.



**Ryc. 12.** Echogram otworu Ra10/G-49. A1g- anhydryt górny, A1d-anhydryt dolny.  
**Fig. 12.** Radagram of the Ra10/G-49 borehole. A1g- upper anhydrite, A1d- lower anhydrite.



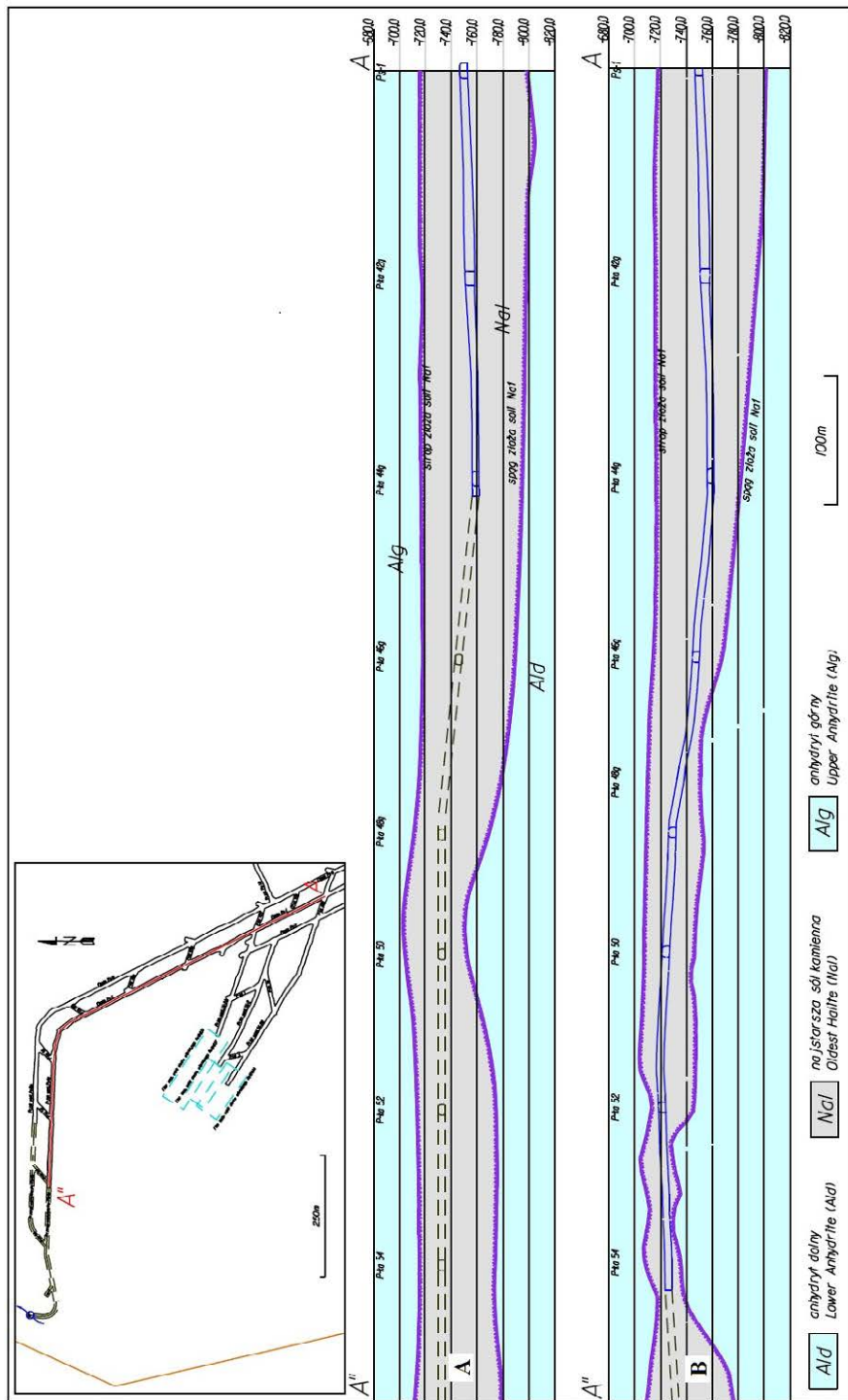
**Ryc. 13.** Echogram badań wykonanych po spągu wyrobiska PS-1a przy lewym odcioście A1d-anhydryt dolny.  
**Fig. 13.** Radagram obtained in the floor of the PS-1a excavation, near the left wall. A1d-lower anhydrite.



**Ryc. 14.** Echogram badań wykonanych po spągu wyrobiska PS-1a przy prawym odcioście A1d-anhydryt dolny  
**Fig. 14.** Radagram obtained in the floor of the PS-1a excavation, near the right wall. A1d-lower anhydrite.

Przeprowadzenie badań wzdłuż spągu wyrobiska PS-1a (Ryc.13 i Ryc.14) umożliwiło wyznaczenie stropu anhydrytu dolnego (A1d). Wykonanie dwóch profili georadarowych wzdłuż wyrobiska (Ryc.13 i Ryc.14) pozwala na wyznaczenie kąta i kierunku zapadania stropu wydzielenia anhydrytu dolnego. W tym przypadku profile zostały wykonane w odstępnie 2,0m, różnica głębokości zalegania spągu pokładu soli wynosi ok. 1,1m, co daje nachylenie ok. 33° ku S.

Poprzez bieżące określanie zalegania stropu i spągu pokładu soli, możliwe jest prowadzenie robót górniczych w taki sposób, aby zapewnić odpowiedniej miąższości półkę bezpieczeństwa i uniknąć kontaktu z dolnym lub górnym anhydrytem. Bezpośrednio przekłada się to na bezpieczeństwo pracującej załogi i prowadzenia robót górniczych. Na Ryc. 15A przedstawiono przekrój przez pokład soli wzdłuż chodnika PS-1, z zaznaczonym stropem i spągiem, wykonany na pod-



Ryc. 15. Przekrój pokładu soli kamiennej (Na1) wykonany na podstawie otworów powierzchniowych i otworów badawczych pionowych (A) oraz przekrój pokładu soli kamiennej wykonany (uaktualniony) na podstawie badań georadarowych (B).

Fig. 15. A cross-section across the Na1 rock salt deposits – interpretation based on surface boreholes and vertical research boreholes (A) and (updated) upon the georadar investigations (B).

stawie otworów wiertniczych powierzchniowych oraz otworów dołowych pionowych. Natomiast przekrój na Ryc.15B został zmodyfikowany w trakcie postępu robót górniczych na podstawie badań georadarowych dołowych. W sytuacjach, w których mamy do czynienia z bardzo zmienną morfologią stropu i spągu pokładu soli, badania georadarowe są cennym uzupełnieniem informacji geologicznej. Dodatkowym i bardzo istotnym źródłem informacji jest profilowanie georadarowe prowadzone wzdłuż spągu wyrobisk. Poza określeniem przebiegu morfologii stropu anhydrytu dolnego pozwala ono również z dużą precyzją, przy dwóch profilowaniach przy przeciwnych odciosach i przy rozdzielczości anteny 0,25m, określić jego zaleganie poprzecznie względem osi wyrobiska.

#### PODSUMOWANIE

Zastosowanie badań georadarowych w górnictwie solnym w O/ZG „Polkowice-Sieroszowice” umożliwiło uszczegółowienie budowy wewnętrznej pokładu najstarszej soli kamiennej. Kontrast parametrów elektromagnetycznych między anhydrytem i solą, czyli różnica względnych przenikalności elektrycznych  $\epsilon_r$ , wynosząca ok. 1 oraz różnica elektrycznych oporności właściwych  $\rho$  rzędu  $10^{10}\Omega\text{m}$ , pozwala na wykrycie różnej wielkości ciał anhydrytowych w masie solnej. Również wysoka oporność elektryczna  $\rho$  soli umożliwia uzyskanie stosunkowo dużych zasięgów głębokościowych: 40 m dla anten 100MHz i 60m dla anteny 30MHz, co doskonale sprawdza się przy określaniu granic pokładu soli, tj. stropu i spągu. W celu prawidłowego prowadzenia wyrobisk w strefie spodziewanej zmiennej miąższości pokładu soli ustalona została odpowiednia metodyka badawcza bazująca na użyciu metody georadarowej. W pierwszej kolejności w czole przodka wiercony jest badawczy otwór wyprzedzający o azymucie i kącie nachylenia zgodnym z zaprojektowanym wyrobiskiem. Na podstawie rdzenia wiertniczego uzyskuje się punktową informację o budowie geologicznej, litologii, odmianach petrograficznych soli i przerostach anhydrytu. Następnie, po wykonaniu badania georadarem otworowym otrzymuje się echogram, a po jego interpretacji i wyznaczeniu spągu oraz stropu pokładu możliwe jest prawidłowe zaprojektowanie przebiegu wyrobiska, uwzględniające utrzymanie odpowiedniej, bezpiecznej odległości od granic litologicznych oraz omijający potencjalne zagrożenie gazowe i wodne. Po wykonaniu przekopu przeprowadza się profilowanie georadarem powierzchniowym wzdłuż jego spągu, dla potwierdzenia prawidłowości określenia dolnej granicy pokładu. Ponadto profilując wzdłuż spągu wyrobiska przy lewym i prawym odciosie wyrobiska, można określić kierunek i kąt poprzecznego względem osi wyrobiska zapadania granic litologicznych. Przedstawiony tok postępowania umożliwia kompleksowe rozpoznanie budowy geologicznej badanej strefy, zminimalizowania niebezpieczeństw naruszenia stref zagrożeń naturalnych oraz ko-

relację informacji geologicznych otrzymanych w sąsiednich wyrobiskach.

#### SUMMARY

Use of georadar tests in salt mining at the “Polkowice-Sieroszowice” Mine has enabled detailing the internal structure of the oldest rock salt deposit. The contrast of electromagnetic parameters between anhydrite and salt, i.e. the difference of relative permittivity  $\epsilon_r$ , which is around 1, and the difference of electrical resistivity  $\rho$  of approximately  $10^{10}\Omega\text{m}$ , allows for the detection of anhydrite bodies of different sizes in the salt mass. Also the high electrical resistivity  $\rho$  of salt allows for obtaining relatively wide depth ranges: 40m for 100MHz antennas and 60m for 30MHz antennas, which is perfect for determining the limits of salt deposits, i.e. the roof and floor. For the proper route of the excavations in the area of expected changeable thickness of the salt deposit, an appropriate testing methodology based on the use of a georadar method has been determined. First, in the face of the front, a pilot borehole is drilled having azimuth and inclination angle compatible with the designed excavation site. Based on the drilling core, a point feedback is obtained on the geological structure, lithology, petrographic species of the salt and anhydrite partings. Then, after the borehole georadar test has been carried out, an echogram is obtained. Having interpreted it and determined the floor and roof of the deposit, it is possible to design the course of the excavation site properly, taking into account maintaining an appropriate and safe distance from lithological limits and overriding potential gas and water flooding hazards. Having performed a ditch, surface georadar profiling is conducted along its floor, in order to confirm the validity of determining the lower limit of the deposit. Furthermore, when profiling along the floor of the excavation site at its left hand and right hand sidewalls, the direction and angle of the transverse, with respect to the axis of the excavation site, collapse of lithological limits can be determined. The presented course of action allows for comprehensive recognition of the geological structure of the area being tested, minimisation of the risk of infringement of natural hazard zones and correlation among geological information received from neighbouring excavation sites.

#### LITERATURA

- DORTMAN N.B., 1984. Fizyceskije swojstwa gornych parod i poljeznych iskopajemych. Wydawnictwo Nedra, Moskwa.
- JEDLECKI R., CHRUL T., PAWLIK W., SOROKO K., GOLA S., 2015. Metody georadarowe w identyfikacji potencjalnych źródeł siarkowodoru w wyrobiskach złoża soli kamiennej w O/ZG „Polkowice-Sieroszowice”. W: Międzynarodowy Kongres Górnictwa Rud Miedzi: 174-185.
- KARCZEWSKI J., 2007. Zarys metody georadarowej. Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.



SOROKO K., DANIS M., GOLA S., TURKIEWICZ W., 2015. Propozycja wykorzystania wyrobisk złoża soli w zakresie wentylacji oraz prewencji aerologicznych zagrożeń naturalnych na poziomie złoża rud miedzi w obszarze „GGP”. *CUPRUM*, 76 (3): 115–129.

SZYBIST A., 1976. Złoże soli kamiennej w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym. *Prz. Geol.*, 24 (1), 572–576.

WAGNER R., 1994. Stratygrafia i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace PIG*, t. 146, Warszawa.

Materiały informacyjne firmy Mała GPR. ([www.malagpr.com.au](http://www.malagpr.com.au))



# Matematyczno-fizyczny opis procesu ługowania (Proces ługowania kawern solnych cz. II)

*Physical and mathematical description of leaching process.  
(Salt cavern leaching process p. II)*

Kazimierz URBAŃCZYK

ul. Kanadyjska 34, 32-087 Zielonki e-mail: kazeku@poczta.onet.pl

## STRESZCZENIE

Omówiono najważniejsze podejścia do określenia równań składających się na matematyczno-fizyczny opis procesu ługowania. Podstawową rolę odgrywa tu turbulентne mieszanie wywołane zróżnicowaniem gęstości. Niezrozumienie tej roli i brak jej opisu stanowią podstawowe braki dotychczasowych propozycji. Dość dobrym przybliżeniem jest model, w którym stężenie i przepływ przez kawernę zależą jedynie od głębokości i czasu.

**Słowa kluczowe:** proces ługowania, kawerna solna, szybkość ługowania, transport soli w kawernie, model procesu ługowania.

## ABSTRACT

The most important approaches to formulate the equations constituting the physical and mathematical description of the leaching process are discussed. Turbulent mixing caused by density differentiation plays the principal role here. Poor understanding of this role and lack of its description are the fundamental deficiencies of past proposals. Model where brine concentration and flow through the cavern are dependent only on depth and time, is sufficiently good approximation.

**Key words:** leaching process, salt cavern, leaching rate, transport of salt in the cavern, model of leaching process.

## WSTĘP

Niniejszy tekst jest drugim z serii poświęconej procesowi ługowania, ukazującej się na łamach *Przeglądu Solnego*. Za-

mierzeniem autora jest podsumowanie wiedzy na ten temat, zwłaszcza jeśli idzie o opis matematyczno-fizyczny, jego stosowność oraz implementacje w postaci modeli komputerowych.

Część pierwsza (Urbańczyk 2015) omawiająca empiryczne dane o procesie ługowania soli, zakończyła się podsumowaniem, stwierdzającym iż:

- Z badań laboratoryjnych ostatecznie wynika, że szybkość ługowania soli zależy od typu soli, oraz temperatury, kąta nachylenia ługowanej powierzchni i stężenia ługującego roztworu, nie zależy natomiast od wysokości ługowanej powierzchni, zaś przy ługowanej powierzchni panują warunki turbulентne.
- W kawernie ługowanej w bloku solnym można wyróżnić dwie główne strefy: powyżej i poniżej buta rury wodnej. Powyżej następuje turbulентne mieszanie się solanki w całej objętości, stężenie jest niemal jednorodne, poniżej turbulентne mieszanie możliwe jest jedynie horyzontalnie i następuje stratyfikacja solanki.
- Nie dochodzi do ługowania powierzchni prawie poziomych, o nachyleniu mniejszym niż pewien kąt graniczny.
- Efekty molekularne nie grają istotnej roli.

Dotąd, zdaniem autora, w literaturze nie podano pełnego, poprawnego matematyczno-fizycznego opisu procesu ługowania. Najbardziej znane próby to (Кулле 1949, Nolen i in. 1974, Sharma&Pralong 1982, Каратыгин i in 1994), którym można zarzucić niepełne zrozumienie procesu, niezidentyfikowanie dominujących czynników albo źle sformułowane warunki brzegowe.

Opis matematyczno-fizyczny procesu ługowania przestał być problemem akademickim w momencie, gdy możliwości

komputerów pozwoliły na numeryczne modelowanie procesu. Od tego, jakie równania zostaną w komputerowym modelu wykorzystane, zależy w jakim stopniu uzyskane wyniki będą dokładne i wiarygodne oraz czy będą się nadawać do praktycznego wykorzystania przy projektowaniu i wykonywaniu kawern solnych.

### NAJWAŻNIEJSZE ZJAWISKA

Proces ługowania polega na rozpuszczaniu w wodzie niejednorodnego ośrodka (soli kamiennej), zawierającego głównie sole rozpuszczalne ale też i pewien niezbyt wielki procent części nierozpuszczalnych. Części rozpuszczalne przechodzą do roztworu, części nierozpuszczalne są rozmywane, rozdrabniane, częściowo opadają na dno, częściowo tworzą w solance zawieszinę i mogą z nią wydostać się z kawerny na powierzchnię.

Poza NaCl w skale solnej trafiają się, jak była mowa, niewielkie domieszki innych soli, z tej racji, ściśle rzecz biorąc, powstająca solanka stanowi roztwór wieloskładnikowy. W praktyce jednak, gdy udział innych soli jest poniżej procenta, można proces ługowania opisać tak, jakby dotyczył jednoskładnikowej soli.

Na proces ługowania komory solnej składają się niżej wymienione zjawiska fizyczne:

- Przechodzenie soli ze skały solnej do roztworu (rozpuszczanie). W trakcie rozpuszczania następuje przemieszczanie się ociosu w tempie zależnym od jego nachylenia i od stężenia solanki rozpuszczającej ocios.
- Transport soli od ługowanego ociosu do wnętrza komory i w samej komorze. Wywołany jest on przez dyfuzję turbulentną nakładającą się na unoszenie soli przez średni przepływ przez komorę związany z zatłaczaniem wody i poborem solanki.
- Przepływ przez komorę w efekcie zatłaczania i poboru solanki, na który nakładają się zjawiska konwekcji i turbulencji, wywołane zróżnicowanym rozkładem stężenia.
- Rozkruszanie, wymywanie lub obrywanie się nierozpuszczalnych domieszek i wypełnianie przez nie dolnej części komory.

Zjawiska są skomplikowane, co może wydawać się paradoksem, gdy sprawa dotyczy tak codziennego zjawiska, jak rozpuszczanie soli w wodzie. Również podany tutaj opis procesu nie będzie zupełny, będzie zawierał liczne uproszczenia, jednak obejmie najbardziej istotne jego elementy, umożliwiające stworzenie modelu dającego wyniki zgodne z rzeczywistością.

### SZYBKOŚĆ ŁUGOWANIA

Zgodnie z zasadami termodynamiki, szybkość przechodzenia jonów soli z postaci krystalicznej do roztworu, zależy od niedosycenia roztworu, tj. różnicy między stężeniem roztworu, a stężeniem roztworu nasyconego. Dla małych stężeń zależność ma postać:

$$j = K(C_N - C) \quad (1)$$

gdzie:

$j$  – strumień rozpuszczanej masy [ $\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ ]

$C_N$  – stężenie nasycenia [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]

$C$  – stężenie roztworu bezpośrednio przy ługowanej powierzchni [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]

$K$  – współczynnik kinetyki [ $\text{m}/\text{s}$ ]

W miarę rozwoju teorii o budowie kryształów i mechanizmach krystalizacji pojawiły się bardziej złożone formuły.

Burton, Cabrera i Franck biorąc pod uwagę sposób rozmieszczenia dyslokacji w kryształach podają formułę (Benne-  
ma, Gilmer 1973):

$$j = K'(C_N - C)^2 \operatorname{th}\left(\sigma \frac{C_N}{C_N - C}\right) \quad (2)$$

gdzie:

$K'$ ,  $\sigma$  – stałe współczynniki

Można zauważyć, że dla stężeń bliskich zeru formułą (2) jest asymptotycznie kwadratowa względem niedosycenia, tzn.

$$j \cong K' \operatorname{th}\sigma (C_N - C)^2 \quad (2a)$$

Zaś dla stężeń bliskich nasyceniu, formuła jest liniowa:

$$j \cong K' \sigma C_N (C_N - C) \quad (2b)$$

Z kolei wg Machielsa (Olander i in. 1982), gdy uwzględnić występowanie w kryształach obcych jonów, zależność może być opisana formułą:

$$j = K'' \left( \frac{C_N - C}{C_N} \right)^\beta \left( 1 - \frac{C_N - C^*}{C_N - C} \right) \quad (3)$$

gdzie:

$j$  – strumień rozpuszczanej masy [ $\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ ]

$C_N$  – stężenie nasycenia [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]

$C$  – stężenie roztworu bezpośrednio przy ługowanej powierzchni [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]

$C^*$  – stężenie progowe, przy którym ustaje już dalsze rozpuszczanie [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]

$\beta$  – wykładnik z przedziału  $\langle 1, 2 \rangle$

$K''$  – współczynnik kinetyki [ $\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ ]

Dla stężeń wyraźnie niższych od  $C^*$ , drugi czynnik w formule (3) można pominąć. Wtedy dla  $\beta=1$  otrzymujemy formułę liniową, zaś dla  $\beta=2$  – kwadratową.

Wg kinetyki chemicznej, szybkość rozpuszczania zależy od stężenia roztworu rozpuszczającego, od własności rozpuszczanej skały, zaś nie powinna zależeć od kąta nachylenia rozpuszczanej powierzchni. Jednak zależność od kąta obserwuje się w laboratorium. Stąd powstała alternatywna teoria,



tw. dyfuzyjna, w myśl której kinetyka jest na tyle szybka, że przy rozpuszczanej powierzchni tworzy się warstwa roztworu nasyconego i szybkość rozpuszczania zależy od szybkości, z jaką jony rozpuszczane przedyfundują przez tę warstwę roztworu nasyconego, nazywaną stąd warstwą dyfuzyjną. Wynikająca stąd formuła na szybkość rozpuszczania, zwana równaniem Nernsta-Brunnera, względnie Noyesa-Whitneya, najczęściej podawana jest ona w postaci typu:

$$j = \frac{D}{\delta}(C_N - C_a) \quad (4)$$

gdzie:

$D$  – stała dyfuzji [ $m^2/s$ ]

$\delta$  – grubość warstwy dyfuzyjnej [m]

$C_a$  – stężenie roztworu poza warstwą dyfuzyjną [ $kg/m^3$ ]

Ściśle rzecz biorąc, aby przez warstwę przyścienną mogła zachodzić dyfuzja, musi w niej być, choćby niewielki, gradient stężenia, czyli formuła (4) jest przybliżeniem formuły

$$j = D \text{ grad } C \quad (4a)$$

Teoria dyfuzyjna, sformułowana przez Nernsta, stała się na długie lata obowiązującym poglądem, mimo, że zgodnie z tą teorią, szybkość rozpuszczania nie powinna zależeć od typu soli, ale być dla wszystkich soli kamiennych jednakowa. W rzeczywistości jednak obserwuje się tę zależność. Również badania szybkości wędrówki inkluzji solankowych w kryształach soli pod wpływem gradientu temperatury (Olander i in 1982) świadczą, że kinetyka rozpuszczania nie jest aż tak szybka, by teoria dyfuzyjna stosowała się ściśle. Większość jednak formuł wyprowadzanych teoretycznie do tej teorii nawiązuje.

Najistotniejszym parametrem we wzorze (4) jest  $\delta$  – grubość warstwy dyfuzyjnej. Zdaniem dawniejszych autorów, warstwa ta musi zawierać się w laminarnej warstwie przyściennej, lub obejmować ją w całości.

Analizując warstwę przyścienną, robiąc szereg przybliżeń i uproszczeń, Kulle wyznaczył  $\delta$ , które podstawione do wzoru (4) dało następujący wynik (Кулле 1949):

$$j = 0,795 \sqrt[4]{\frac{g C_N D^3 (\rho_s - 1) \sin \psi}{\nu \rho_N \rho_s h}} (C_N - C) \quad (5)$$

gdzie:

$g$  – przyspieszenie ziemskie [ $m/d^2$ ] ( $7,32 \cdot 10^{10}$ )

$\rho_s$  – gęstość soli [ $t/m^3$ ]

$\psi$  – kąt nachylenia

$\rho_N$  – gęstość roztworu nasyconego [ $t/m^3$ ]

$\nu$  – lepkość kinematyczna roztworu [ $m^2/d$ ]

$h$  – głębokość od powierzchni izolacji [m]

Należy zwrócić uwagę, że otrzymana przez Kullego grubość warstwy dyfuzyjnej rośnie z głębokością  $h$  od zera,

przez co szybkość rozpuszczania powierzchni jest różna na różnych głębokościach, w górnym rozpuszczanym punkcie bliska nieskończoności. Nie jest to zgodne z doświadczeniem, stąd na miejsce „teoretycznej” formuły (5) Kulle wraz z Korolevem zaproponowali formułę empiryczną (Кулле 1949), wyznaczoną na podstawie badań laboratoryjnych:

$$j = \begin{cases} \left(1 - \frac{C \gamma_N}{C_N \gamma}\right) \left(1 + \frac{t}{22,4}\right) (3,25 \sqrt{\psi} + 1,8) & \psi \in \langle 0, \pi/2 \rangle \\ \left(1 - \frac{C \gamma_N}{C_N \gamma}\right) \left(1 + \frac{t}{22,4}\right) (5,87 - 8,75 \cos \psi) & \psi \in \langle \pi/2, \pi \rangle \end{cases} \quad (6)$$

gdzie:

$j$  – strumień rozpuszczanej masy [ $kg/m^2h$ ]

$C_N$  – stężenie nasycenia [ $kg/m^3$ ]

$C$  – stężenie roztworu [ $kg/m^3$ ]

$\gamma_N$  – ciężar właściwy solanki nasyconej [ $kg/m^3$ ]

$\gamma$  – ciężar właściwy solanki [ $kg/m^3$ ]

Podobne podejście do problemu mieli Durie i Jessen (1964), zakładając paraboliczny profil stężenia w warstwie przyściennej oraz odpowiedni profil prędkości przepływu, zaniebując wpływ stężenia na lepkość i stałą dyfuzji, wyprowadzili następującą formułę:

$$j = 0,0997 \sqrt[4]{\frac{D^3 \sin \psi}{\nu Z}} (C_N - C)^{\frac{5}{4}} \quad (7)$$

gdzie:

$j$  – średni po wysokości strumień rozpuszczanej masy [ $g/cm^2s$ ]

$D$  – stała dyfuzji [ $cm^2/s$ ]

$\nu$  – lepkość kinematyczna roztworu [ $cm^2/s$ ]

$\psi$  – kąt nachylenia

$Z$  – wysokość rozpuszczanej powierzchni [cm]

$C_N, C$  [mol/litr]

Okazało się jednak, że (jak można było oczekiwać) nie zgadza się ona z wynikami badań laboratoryjnych. Durie i Jessen sparametryzowali rozbieżności przy użyciu regresji liniowej, w efekcie czego ostateczna postać ich wzoru jest następująca:

$$j = 0,0997 \left( \frac{D^3 \sin \psi}{\nu Z} \right)^{\frac{1}{4}} (C_N - C)^{\frac{5}{4}} (1,7 + 0,26(C_N - C)) \quad (8)$$

Wadą powyższej formuły jest zależność od wysokości ługowanego ociosu – im wyższy, tym wolniej się ługuje. Nie jest też jasne, czy dla  $D$  i  $\nu$  należy stosować wartości dla czystej wody, czy też brać pod uwagę ich zależność od  $C$ .

W rzeczywistym procesie ługowania kawerny ocios nie jest gładkim monokryształem, ale ma powierzchnię o wyraźnych makro- i mikronierównościach. Zatem grubość warstwy przyściennej jest nierównomierna, a z uwagi na grawitację,

nie będzie ześlizgiwać się gładko po nierównościach ociosu, lecz odrywać się. Gdyby formuła (8) miała być traktowana poważnie, to za  $Z$  należałoby przyjmować nie tyle pełną wysokość ługowanego ociosu, ile średnią, zależną od struktury skały solnej i nachylenia, długość warstwy przyściennej, nim nie ulegnie zerwaniu. Jednak główna przyczyna niestosowności wzoru (8) leży gdzie indziej.

Kłopotliwa zależność od  $Z$  pochodzi z założenia o laminarnym charakterze warstwy przyściennej. Jeśli wprowadzić kryterialne liczby Nusselta, Grashoffa i Schmidta, określone następująco:

$$\begin{aligned} \text{Nu} &= \frac{jZ}{(C_N - C)D} \\ \text{Gr} &= g\beta \frac{(C_N - C)Z^3}{\nu^2} \\ \text{Sc} &= \frac{\nu}{D} \end{aligned}$$

to relacja (7) jest równoważna zależności typu:

$$\text{Nu} = A_{lam} (\text{GrSc})^{\frac{1}{4}} \quad (9)$$

Przy czym w liczbie Grashoffa wyrażającej stosunek sił wyporu do sił lepkości, wypór wywołany jest zależnością gęstości od stężenia, czyli:

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial C}$$

Warto tu zwrócić uwagę, jak silny jest wypór wywołany różnicą stężenia. Np. różnica stężeń wynosząca 5 kg/m<sup>3</sup> powoduje wypór podobny, jak różnica temperatur 50°C. Cóż dopiero mówić o różnicach rzędu 200 kg/m<sup>3</sup>!

Jak jednak wiadomo, warstwa przyścienna ma charakter turbulentny, wówczas (przez analogię z innymi zjawiskami, np. cieplnymi) zachodzi relacja:

$$\text{Nu} = A_{turb} (\text{GrSc})^{\frac{1}{3}} \quad (9a)$$

I wtedy otrzymuje się związek:

$$j = A_{turb} \left( \frac{g\beta D^2}{\nu} \right)^{\frac{1}{3}} (C_N - C)^{\frac{4}{3}} \quad (10)$$

w którym kłopotliwej zależności od wysokości ociosu już nie ma.

Ahmed Saberian – kontynuator badań grupy Jessena na Uniwersytecie w Austin ponownie przebadał laboratoryjnie rozpuszczanie prób soli i ustalił ostateczny kształt formuły w postaci skończonego szeregu potęgowego względem  $\rho$  gęstości solanki (Saberian 1984):

$$\omega = k(\psi) k_1 \sum_{i=-1}^4 c_i \rho^i \quad (11)$$

gdzie:

$\omega$  – szybkość ługowania (szybkość przemieszczania się ociosu),

$k_1$  – dodatkowy współczynnik empiryczny, zależny od wykształcenia ługowanej soli,

$\rho$  – lokalna gęstość solanki w pobliżu ługowanego miejsca,

$c_{-1} \dots c_4$  – stałe,

$k(\psi)$  – funkcja opisująca wpływ kąta nachylenia ługowanej powierzchni względem poziomu.

Jeśli  $\omega$  jest w stopach na minutę, zaś  $\rho$  w gramach na centymetr sześcienny, współczynniki Saberiana wynoszą:

$$c_{-1} = 0,76092$$

$$c_0 = -3,87155$$

$$c_1 = 7,82541$$

$$c_2 = -7,82541$$

$$c_3 = 3,87895$$

$$c_4 = -0,75338$$

Russo nieznacznie zmodyfikował parametryzację Saberiana, zastępując gęstość solanki we wzorze (11) przez jej względny ciężar właściwy, tj. stosunek ciężaru właściwego solanki do ciężaru właściwego wody czystej (Russo 1981, 1983).

Z pewnością odejście od parametryzacji poprzez niedosycenie nie jest właściwym rozwiązaniem, biorąc pod uwagę, że domieszki innych niż NaCl soli rozpuszczalnych mogą zmieniać relację pomiędzy stężeniem solanki a jej gęstością (czy względnym ciężarem właściwym). W takim przypadku trzeba by nie jeden, ale wszystkie 6 współczynników wyznaczać laboratoryjnie od nowa.

W formułach Durie i Jessena oraz Saberiana brak jawnego wpływu temperatury. Jest on uwikłany w zależnościach stężenia nasycenia, lepkości kinematycznej i stałej dyfuzji od temperatury, jednak nie wystarczą one by opisać wpływ obserwowany empirycznie. Zaś parametryzacja Saberiana nie uwzględnia wpływu temperatury, mimo iż wpływ ten był Saberianowi znany i przebadany przez niego ilościowo (Saberian 1983), o czym będzie w dalszej części.

Odmienne podejście mieli praktycy rumuńscy, którzy do technicznych obliczeń zalecili wzór typu (2a) z jawną zależnością od temperatury (Manualul 1956):

$$\omega = k_i [1 + 0,0167(T - 15^\circ)] (C_N - C)^2 \quad (12)$$

gdzie:

$k_i$  – współczynnik zależny od kąta nachylenia, wyznaczony empirycznie dla dwóch kątów: prostego (nachylenie pionowe) – współczynnik ługowania bocznego oraz półpełnego (nachylenie poziome – strop) – współczynnik ługowania stropowego.

$T$  – temperatura ośrodka rozpuszczającego [°C]

W literaturze rumuńskiej brak informacji o wartościach dla innych kątów.

Badania laboratoryjne szybkości ługowania wykonane w Chemkopie doprowadziły do jeszcze innej zależności (por. Urbańczyk 1990, Kunstman i in. 2004):

$$\omega(C, T, \psi) = k(\psi)(1 + \beta(T - T_0)) \left( \frac{C_N(T) - C}{C_N(T_0)} \right)^\alpha \left( \frac{C_N(T)}{C_N(T_0)} \right)^{2-\alpha} \quad (13)$$

gdzie:

$k(\psi)$  – współczynnik szybkości ługowania zależny od kąta nachylenia ługowanej powierzchni względem poziomu [mm/h],

$T$  – temperatura ośrodka rozpuszczającego [°C],

$T_0$  – temperatura odniesienia [°C],

$\beta$  – współczynnik temperaturowy [1/°C], o wartości zależnej od  $T_0$ ,

$\alpha$  – wykładnik z przedziału <1,2>.

Wzór (13) można uznać za szczególny przypadek formuły Machielsa (3), w którym zależność temperaturową współczynnika kinetyki rozwinięto w szereg zatrzymując z niego dwa wyrazy, przyjęto  $C^* = C_N$ , zaś wyrażenie

$$\left( \frac{1}{C_N(T_0)} \right)^\alpha \left( \frac{C_N(T)}{C_N(T_0)} \right)^{1-\alpha}$$

wyodrębniono z przyczyn wymiarowych.

W oparciu o badania polskie i jugosłowiańskie (Bośnia i Hercegowina) ostatecznie ustalono (Urbańczyk 1990):

$$\alpha = 1,5$$

$$\beta = 0,0262 \text{ przy } T_0 = 20^\circ\text{C}$$

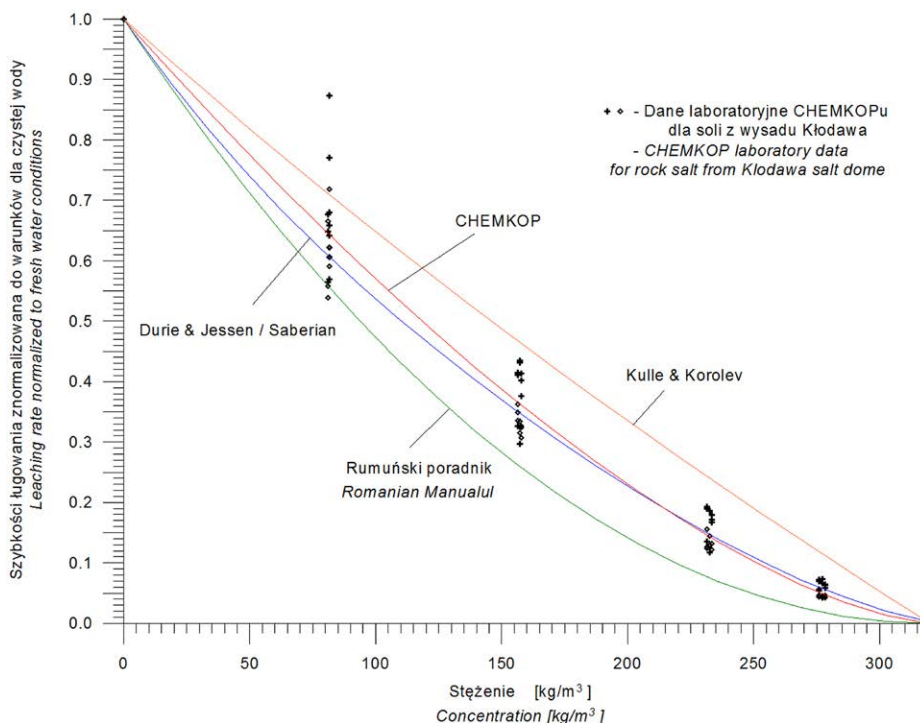
$$\omega = k(\psi) [1 + 0,0262(T - 20^\circ)] \frac{(C_N - C)^{1,5} C_N^{0,5}}{(C_N(20^\circ))^2} \quad (14)$$

Porównanie wpływu stężenia roztworu ługującego według wzorów (6), (11), (12) i (14) przedstawia Ryc. 1. Za jeden przyjęto tu szybkość ługowania w czystej wodzie. Formuły Saberiana (11) i Chemkopu (12) są dość bliskie siebie i mieszczą się w rozrzucie danych empirycznych, wzór (11) daje wartości nieco niższe dla małych stężeń i minimalnie wyższe dla wysokich stężeń. Natomiast formuła rumuńska (12) leży poniżej danych empirycznych a formuła Kullego i Korolewa (6) wyraźnie powyżej.

Wpływ kąta nachylenia ługowanej powierzchni jest podany explicite we wzorze Kullego i Korolewa (6), ma on jednak ostre załamanie dla ściany pionowej, co musi budzić wątpliwości. Saberian z kolei ustalił zależność następującą (Saberian 1984):

$$k(\psi) = \begin{cases} 1 + 0,22 \left( 1 - \sqrt[3]{\frac{135^\circ - \psi}{45^\circ}} \right) & \psi > 90^\circ \\ \sqrt{\sin \psi} & \psi \leq 90^\circ \end{cases} \quad (15)$$

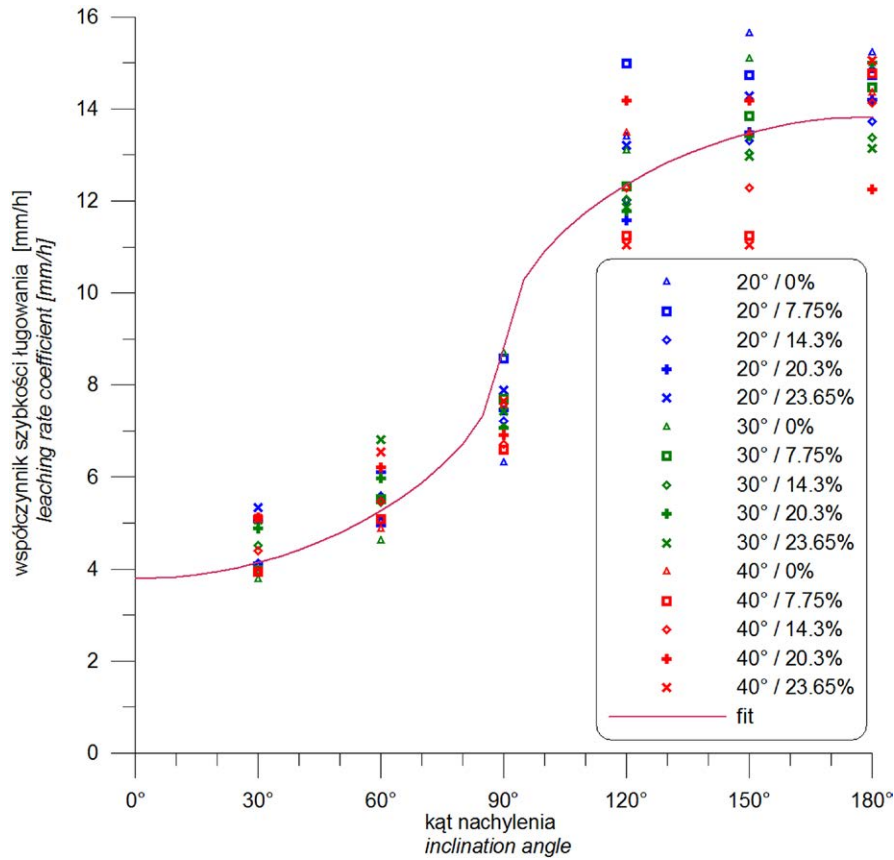
Również w Chemkopie badano w laboratorium zależność od kąta nachylenia. Pomiary prowadzono przy różnych stężeniach (Urbańczyk 1990). Wartości współczynnika  $k(\psi)$  dla różnych kątów, temperatur i stężeń procentowych zebrano na Ryc. 2.



Ryc. 1. Zależność szybkości ługowania od stężenia roztworu ługującego

Fig. 1. Leaching rate vs. concentration of leaching medium





Ryc. 2. Zależność współczynnika szybkości ługowania od kąta nachylenia – badania Chemkopu  
 Fig. 2. Leaching rate coefficient vs. inclination angle of the leached surface – test made in Chemkop.

W dopasowywanej formule postanowiono uwzględnić dwa dodatkowe efekty:

- Kąt graniczny ługowania – na powierzchniach o mniejszym nachyleniu osiadają części nierozpuszczalne i blokują ruch solanki, stabilizując nieruchomą warstwę przyścienną o stężeniu nasyconym. Nawet minimalny udział części nierozpuszczalnych jest w stanie zablokować dalsze ługowanie. Natomiast przy większych kątach, części nierozpuszczalne ześlizgują się po ługowanym ociosie i ługowanie odbywa się nadal.
- Osłabienie ługowania dla bardzo wysokich kątów przy niskich ciśnieniach (na niewielkich głębokościach) – pod taką powierzchnią może zbierać się powietrze rozpuszczone w wodzie, jak też pewne gazy z inkluzji gazowych w skale solnej i przez to spowalniać ługowanie.

Dlatego zaproponowano następującą formułę (Urbańczyk 1990):

$$k(\psi) = \begin{cases} 0 & \text{dla } 0 \leq \psi \leq \psi_B \\ \left[ k_b - (k_s - k_b) \sqrt{\cos \psi} \right] \left[ 1 - \left( \frac{\operatorname{tg} \psi_B}{\operatorname{tg} \psi} \right)^2 \right] & \text{dla } \psi_B < \psi < \frac{\pi}{2} \\ \left[ k_b + (k_s - k_b) \sqrt{-\cos \psi} \right] & \text{dla } \frac{\pi}{2} \leq \psi \leq \frac{3\pi}{4} \\ \left[ k_b + (k_s - k_b) \sqrt{-\cos \psi} \right] \left[ 1 - A(1 + \operatorname{tg} \psi)^2 \right] & \text{dla } \frac{3\pi}{4} < \psi \leq \pi \end{cases} \quad (16)$$

gdzie:

$k_b$  – współczynnik ługowania boczno ( $\psi = \pi/2$ )

$k_s$  – współczynnik ługowania stropowego ( $\psi = \pi$ )

$\psi_B$  – graniczny kąt ługowania, dla kątów mniejszych ługowanie ustaje,

$A$  – osłabienie ługowania stropowego przez zbierający się gaz (w przypadku większych głębokości  $A = 0$ ).

Fit na Ryc.2. odpowiada zerowemu kątowi granicznemu i brakowi osłabienia ługowania stropowego oraz współczynnikom  $k_b = 8,81$  mm/h,  $k_s = 13,84$  mm/h

Powyższa formuła (16) odbiega jakościowo od formuły (15), którą Saberian oparł na swoich danych laboratoryjnych. Niestety, w Chemkopie nie przeprowadzono badań powtórnych, które by potwierdziły, lub zmodyfikowały otrzymane wyniki. Rozbieżności mogą mieć źródło w metodyce badań. Warunki laboratoryjne niekoniecznie muszą odpowiadać warunkom w kawernie, a formuła dobrze opisująca dane laboratoryjne niekoniecznie dobrze opisuje proces in-situ. Próby zastosowania wzoru (16) w modelowaniu komputerowym nie dały oczekiwanych rezultatów. Ostatecznie dla modelowania komputerowego przyjęto w Chemkopie odmienną formułę interpolacyjną (Kunzman, Urbańczyk 1990), mimo iż gorzej pasuje do wyników testów laboratoryjnych:

$$k(\psi) = \begin{cases} 0 & \text{dla } 0 \leq \psi \leq \psi_B \\ k_h \frac{\sin^2 \psi - \sin^2 \psi_B}{1 - \sin^2 \psi_B} & \text{dla } \psi_B \leq \psi \leq \frac{\pi}{2} \\ k_h \sin^2 \psi + k_v \cos^2 \psi & \text{dla } \frac{\pi}{2} \leq \psi \leq \pi \end{cases} \quad (17)$$

Ryc. 3. przedstawia porównanie wzorów (6), (15), (17), opisujących wpływ kąta nachylenia ługowanej powierzchni na szybkość ługowania. Formułę Chemkopu (17) przedstawiono w paru wariantach. Dla kątów powyżej  $\pi/2$  ( $90^\circ$ ) uwzględniono trzy różne stosunki  $k_v/k_h$ : 2,5 – podobny jak wynika z formuły Kullego-Korolewa (12), 2,0 oraz 1,44 jaki wynika ze wzoru Saberiana (15). Dla kątów poniżej  $\pi/2$  – z kątem granicznym  $15^\circ$  oraz z kątem granicznym zero.

Jeśli idzie o wysokie kąty, wzory (15) i (17) są w pewnym stopniu analogiczne. Różnica leży w tym, że wg (17) zmienność jest łagodna. W opisie procesu in-situ ma to znaczenie, gdyż rzeczywiste powierzchnie kawern nie są gładkie, kąt nachylenia ściany nie jest dany precyzyjnie, a lokalnie jest to większy to mniejszy. Jeśli przyjąć jako reprezentatywny średni kąt, współczynnik nie może zmieniać się zbyt gwałtownie. Druga różnica polega na możliwości opisu wzorem różnych stosunków ługowania stropowego do bocznego. Stosunek 1,44 wynikający ze wzoru (15) stanowi raczej jego dolną granicę. Obserwuje się dla różnych złóż stosunki rzędu 2-3. I jeszcze dodatkowo formuła Saberiana nie uwzględnia kąta granicznego. W zastosowaniu do modelowania, wzór

(15) jest skokowo ucięty w kącie granicznym, co też musi budzić wątpliwości.

Pozostaje do omówienia zależność od temperatury. We wzorze (14) częściowo tkwi ona w zależności stężenia nasycenia od temperatury, pozostałość jest przybliżona wyrażeniem liniowym ze współczynnikiem  $\beta = 0,0262$  przy  $T_0 = 20^\circ\text{C}$ .

W literaturze spotykać można też inne zależności. Saberian (1983) dopasował do danych empirycznych następującą zależność:

$$\frac{\omega(T)}{\omega_0} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^b \exp\left(a\left(\frac{\rho - \rho_w}{\rho_N - \rho}\right)\left(\frac{T - T_0}{T_0}\right)\right) \quad (18)$$

gdzie:

$a$  – współczynnik empiryczny

$b$  – wykładnik empiryczny

$T$  – temperatura [ $^\circ\text{F}$ ]

$T_0$  – temperatura odniesienia (u Saberiana  $75^\circ\text{F}$ )

$\rho$  – gęstość solanki (najprawdopodobniej w temperaturze odniesienia)

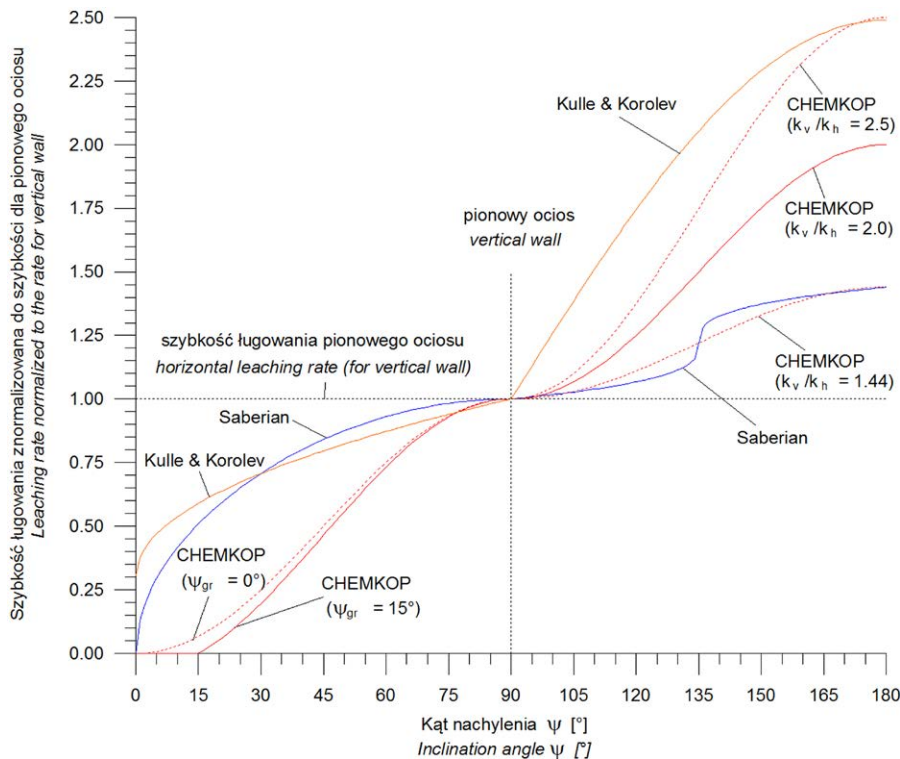
$\rho_N$  – gęstość solanki nasyconej

$\rho_w$  – gęstość wody

$\omega_0$  – szybkość ługowania w temperaturze odniesienia.

Dla gęstości w gramach na centymetr sześcienny i szybkości ługowania w centymetrach na sekundę, przyjmując  $\rho_w = 1$ ;  $\rho_N = 1,2019$ ; Saberian ustalił:  $a = 0,02925$  oraz  $b = 1,3$ .

Nie jest to końca jasne, jak formuła (18) ma się do formuły (11). Zapewne formuła (11) opisuje  $\omega_0$ . Jednak analizowanie



Ryc. 3. Porównanie różnych formuł na zależność współczynnika szybkości ługowania od kąta  
 Fig. 3. Comparison of the formulae for angular dependency of leaching rate coefficient.

zależności temperaturowych przy użyciu gęstości w temperaturze odniesienia jest nieszczęśliwym pomysłem, nie bierze pod uwagę, że stężenie nasycenia zmienia się z temperaturą. W efekcie różnica ( $\rho_N - \rho$ ) w stosunku do różnicy ( $C_N - C$ ) daje dla niskich temperatur wartości zbyt wysokie, dla wysokich – zbyt niskie, co musi kompensować pozostała część formuły i być może przez to się tak ona komplikuje. Nie wiadomo też, jak określić gęstość solanki o stężeniu wyższym, niż stężenie nasycenia w temperaturze referencyjnej. Poza tym wzór (18) daje zerową szybkość dla stężenia 26,325%, niezależnie od temperatury. Przyjęcie, że gęstości solanki nasyconej i wody są niezależne od temperatury, może być zbyt dużym uproszczeniem. Nie wiadomo też, jak ma się gęstość roztworu do jego stężenia. Dane Saberiana należałoby ponownie przeanalizować, stosując inną parametryzację. Ale i tak wpływ temperatury na szybkość ługowania wg (18) jest nieco wyższy niż wg (14).

Do zagadnienia wrócili Charnavel i in (2006a, 2006b). Analizowali łącznie horyzontalne i wertykalne rozpuszczanie prób. Część była z rdzenia wiertniczego, część wycięta z lizawek solnych (salt licks), które zawierały czystą sól kuchenną. Dla prób z lizawek uzyskali mniejszy wpływ temperatury niż u Saberiana i znacznie niższe szybkości ługowania. Analiza wyników była dość trudna, bo rozpuszczano walcowate próbki umieszczane pionowo lub poziomo. Ostatecznie dla rdzenia solnych uzyskali podobny wpływ temperatury, jak u Saberiana, choć wartości szybkości ługowania wyraźnie niższe.

Zależność stwierdzona w Chemkopie, wg wzoru (14) jest pośrednia w stosunku do badań Charnavela i in.

Z kolei problemem wpływu temperatury na szybkość ługowania zajęto się w laboratoriach Sandia (Engvall i in 2013). Rozpuszczano pobocznice walcowatych próbek, w strumieniu wody i solanki o różnych stężeniach, przepływającej w dół. Również i tu uzyskano stosunkowo niskie wyniki, do których dopasowano następującą formułę:

$$\omega = [a_0 T^2 + a_1 S^2 + a_2 TS + a_3 T + a_4 S + a_5] c_r \quad (19)$$

gdzie:

$c_r$  – poprawka na szerskość powierzchni

$S$  – stężenie w procentach nasycenia

$T$  – temperatura [°C]

$\omega$  – szybkość ługowania [cm/s]

$$a_0 = 1,647 \times 10^{-8}$$

$$a_1 = 8,425 \times 10^{-9}$$

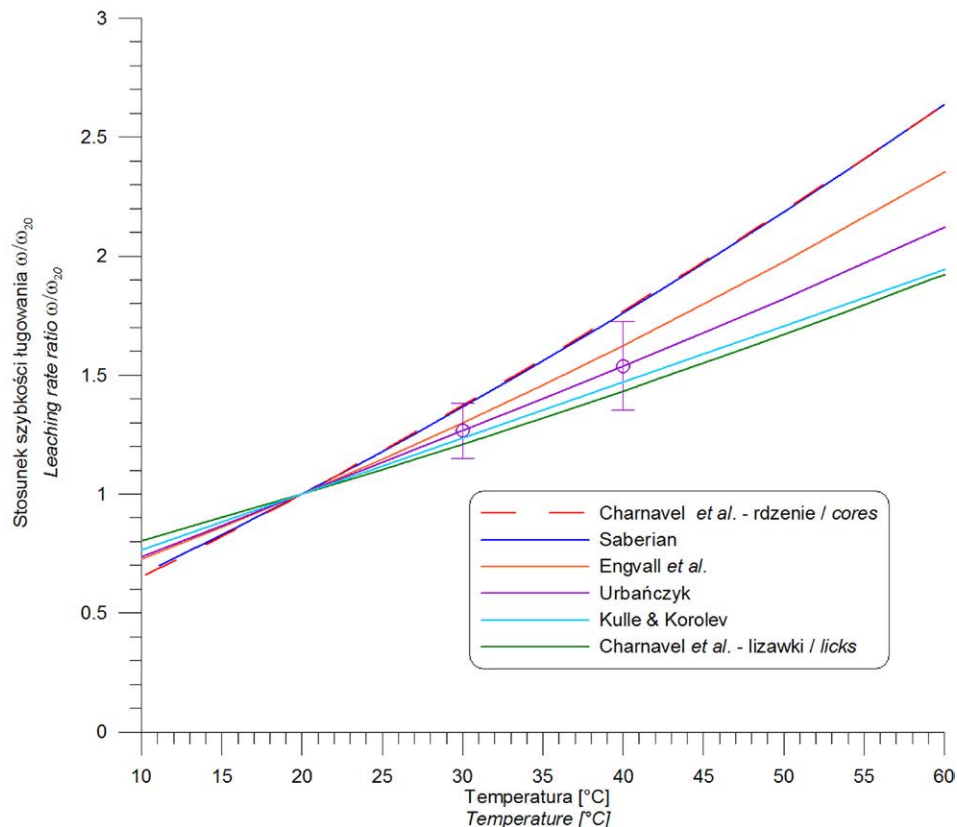
$$a_2 = -4,293 \times 10^{-8}$$

$$a_3 = 3,064 \times 10^{-6}$$

$$a_4 = -1,269 \times 10^{-6}$$

$$a_5 = 6,185 \times 10^{-5}$$

Ten sposób parametryzacji jest jeszcze bardziej fatalny, niż przyjęty przez Saberiana. Jak sami jego autorzy zauważyli, generuje artefakty, a szybkość ługowania nie zeruje się przy stężeniu nasycenia, ale rozmaicie, czasem powyżej, czasem poniżej. Również błędem było rozpuszczanie w strumie-



Rys. 4. Zależność szybkości ługowania od temperatury wg różnych autorów

Fig. 4. Leaching rate vs. temperature according to different authors



niu wody płynącym w dół, nie zaś do góry, wpływ kierunku przepływu był omówiony gdzie indziej (Urbańczyk 2015).

Porównanie wpływu temperatury na szybkość ługowania według omawianych tu badań przedstawiono na Ryc. 4.

Powstaje problem, czy różnice między wynikami spowodowane są różną metodyką badań, jeśli tak, to która zależność odpowiada warunkom *in situ*? A może wpływ temperatury jest zależny od rodzaju soli i dla każdego złoża może być odmienny? Krzywa dla lizawek może nie być reprezentatywna, bo nie była to sól naturalna. Badania w Chemkopie obejmowały temperatury 20, 30 i 40°C, przy sporym rozrzucie wyników nie można wykluczyć, że wpływ uległ zaniżeniu.

Tak więc zachodzi potrzeba dalszych badań. Ważne jednak, by w metodyce przestrzegać następujących zasad:

- ługowaniu powinna podlegać płaska powierzchnia próby, wygładzona,
- pozostała powierzchnia próby powinna być zabezpieczona odpowiednim woskiem (nie zaś oklejona tekturą, płytą, czy zabezpieczona aparaturowo),
- próba powinna być zawieszona w stosunkowo dużym pojemniku, by sól rozpuszczona z próby nie zmieniała stężenia rozpuszczalnika w sposób istotny,
- nie ma większego sensu rozpuszczanie poboczniczy prób walcowych, a jeśli już wykonuje się takie badania przy wymuszonym opływie wody, strumień wody powinien płynąć z dołu w górę.

Omawiając szybkość ługowania, należy, dla porządku, wspomnieć o formule opublikowanej przez Trzaskę (1976,1977), wyrażającej kinetykę rozpuszczania, zdaniem autora odpowiadającą za szybkość ługowania:

$$j = K(C_N - C)Q \quad (20)$$

gdzie:

$Q$  – średnia prędkość przepływu przez kawernę,

Pozostałe oznaczenia jak w (1).

Autor nie podał skąd i na jakiej podstawie przyjął taką zależność, dlaczego kinetyka rozpuszczania miałyby być proporcjonalna do prędkości przepływu, tem bardziej, że średnia prędkość przepływu jest wielkością globalną, nie lokalną i jako taka nie wiąże się z warunkami w pobliżu ługowanej powierzchni. Badania laboratoryjne przeczą takiej zależności. W dodatku, gdy brak przepływu, sól, w myśl powyższego wzoru, w ogóle nie powinna się rozpuszczać.

#### PODSUMOWANIE

Ani teoria kinetyczna, ani teoria dyfuzyjna nie są tu bezpośrednio stosowalne. Na szybkość ługowania ma wpływ zarówno kinetyka rozpuszczania jak i dyfuzja przez turbulentną warstwę graniczną. Obserwuje się bowiem zarówno zależność

od kąta nachylenia ługowanej powierzchni jak i od typu soli. Nie ma do tej pory, uzgodnionej między różnymi grupami badaczy, opinii, co do kształtu formuły opisującej szybkość ługowania. Najmniej wątpliwości budzi zależność od stężenia, zależność od kąta i od temperatury wymaga dalszych badań. Stosowane metodyki badań oraz ich analizy pozostawiają wiele do życzenia, należy je sensownie ujednoczyć.

#### TRANSPORT ROZPUSZCZONEJ SOLI W KAWERNIE

Aby mogło zachodzić rozpuszczanie, roztwór rozpuszczający musi mieć stężenie niższe od nasycenia, więc rozpuszczona sól musi być usuwana z pobliża rozpuszczanej powierzchni. Są dwa główne mechanizmy transportu soli w kawernie: unoszenie z przepływem wody oraz dyfuzja turbulentna.

Podstawowe prawo opisujące transport soli rozpuszczonej to równanie zachowania masy soli, na które składają się następujące elementy:

- Zmiana ilości soli w solance znajdującej się w rozpatrywanej objętości,
- Strumień soli unoszonej z solanką przepływającą przez powierzchnię zamkniętą stanowiącą brzeg rozpatrywanej objętości
- Strumień soli przechodzącej w wyniku turbulentnego mieszania przez powierzchnię zamkniętą stanowiącą brzeg rozpatrywanej objętości
- Dopływ i odpływ soli z zewnątrz przez rury ługownicze (o ile otwory rur znajdują się wewnątrz rozpatrywanej objętości)
- Dojście soli wylugowanej z ociosu solnego (o ile ocios znajduje się wewnątrz rozpatrywanej objętości)

Prawo to w postaci globalnej, która jest najogólniejsza, wygląda następująco:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V C dV = - \oint_{\Gamma} (C \mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) dS + \oint_{\Gamma} (D_T \nabla C \cdot \mathbf{n}) dS + \int_V (q_w C_w) dV + \int_A (p_s \rho_s \omega) dA \quad (21)$$

gdzie:

$A$  – fragment powierzchni  $\Gamma$  będący powierzchnią graniczną kawerny ze skałą solną [ $m^2$ ] (może być zerowy, jeśli cała objętość  $V$  zawarta jest wewnątrz kawerny)

$C$  – stężenie solanki [ $kg/m^3$ ]

$C_w$  – stężenie źródeł zewnętrznych (zatłaczanej wody i odbieranej solanki) [ $kg/m^3$ ]

$D_T$  – współczynnik dyfuzji turbulentnej [ $m^2/s$ ]

$\mathbf{n}$  – wektor normalny do powierzchni  $\Gamma$  skierowany na zewnątrz

$p_s$  – zawartość soli rozpuszczalnej w skałe solnej

$q_w$  – wydajność źródeł zewnętrznych na jednostkę objętości [ $1/s$ ]

$t$  – czas [ $s$ ]

$\mathbf{v}$  – lokalna średnia prędkość przepływu przez solankę [ $m/s$ ]

$V$  – rozpatrywana objętość [ $m^3$ ] (należy zwrócić uwagę, że może ona być zmienna w czasie, jeśli obejmuje rozpuszczony ocios komory)

$\Gamma$  – zamknięta powierzchnia brzegowa objętości  $V$  [ $m^2$ ]

$\rho_{sl}$  – gęstość skały solnej [ $kg/m^3$ ]

$\omega$  – szybkość ługowania [ $m/s$ ]

$$\int_{q_w} q_w dV = Q_{WE}$$

(wydajność zatłaczania wody), jeżeli wylot rury wodnej znajduje się wewnątrz objętości  $V$ , inaczej jest zerowa

$$\int_{q_w} q_w dV = -Q_{WY}$$

(wydajność odbioru solanki), jeżeli wylot rury solankowej znajduje się wewnątrz objętości  $V$ , inaczej jest zerowa.

Biorąc pod uwagę podobieństwo między mini-kawernami ługowanymi w laboratorium w bloku solnym i kawernami przemysłowymi, zjawiska związane z dyfuzją molekularną można pominąć. Należy zwrócić uwagę, że  $D_T$  nie jest tu stałą, ale funkcją czasu i współrzędnych przestrzennych, zależną od tego, jak rozwija się turbulencja. W ogólnym przypadku może być nie pojedynczą funkcją ale dwuwskaznikowym tensorem.

Aby rozwiązać równanie (21) konieczne jest dodanie dodatkowych równań określających pole średniej prędkości przepływu oraz pole funkcji dyfuzji turbulentnej.

Zwykle w literaturze równanie (21) podawane jest w postaci lokalnej (różniczkowej), w formalizmie Eulera:

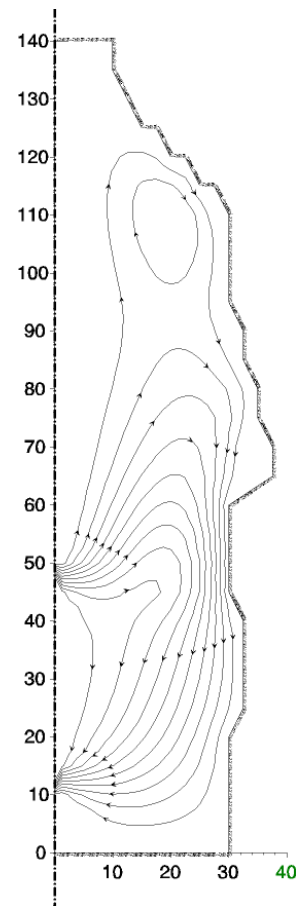
$$\frac{\partial}{\partial t} C + \nabla C \cdot \mathbf{v} = \nabla D_T \cdot \nabla C + (q_w C_w) \quad (22)$$

W równaniu tym pominięto dopływ soli z wyługowanej powierzchni, gdyż trzeba pamiętać, że przejście w równaniu (21) z pochodną po czasie pod całkę, jest możliwe jedynie poza otoczeniem ługowanego brzegu.

Zastanawiające, że w literaturze problemu, prawie nie się nie mówi na temat dyfuzji turbulentnej, o ile w ogóle się o wspomina. Świadczy to, jak powszechny był (a w pewnym stopniu jest i do dzisiaj) brak zrozumienia procesu, nawet wśród specjalistów, jak Kulle, Nolen, Sharma czy Kublanov. (Nolen i in.1974) ogranicza strefę turbulencji do sąsiedztwa wylotów rur ługowniczych, (Sharma & Pralong 1982) dodatkowo uwzględnia ją w warstwie przyściennej, (Карагылин i in 1994) jedynie o niej wspominają, ale nie wprowadzają explicite do równań.

Analizując równanie (21) lub (22), należy podkreślić, że przy stabilnym przepływie, z zaniedbywalną dyfuzją, stężenie w kawernie, poza warstwą przyścianą byłoby praktycznie zerowe, z uwagi na brak mechanizmu transportu soli w poprzek linii prądu. Jest to oczywiste, jeśli rzucić okiem na Ryc. 5.

Jest to wynik jednego z eksperymentów numerycznych, jakie autor przeprowadzał wspólnie z A. Kunstmanem.



**Ryc. 5.** Linie prądu w kawernie przy osłabionej grawitacji, bez silnej dyfuzji, stężenie wewnątrz kawerny jest zerowe.

**Fig. 5.** Streamlines inside the cavern with weakened gravitation without strong diffusion concentration inside the cavern is nearly zero.

Przy zmniejszeniu grawitacji, tak by przepływ w kawernie był laminarny, stężenie wewnątrz kawerny spadło do  $10^{-8} kg/m^3$ . Należy w związku z tym podejrzewać, że rozkłady stężenia w kawernie w niektórych publikacjach np. (Hieblinger & Kleinitz 1978), (Kretzschmar & Heidenreich 1978) są efektem dyfuzji numerycznej i ew. niezbilansowanego schematu aproksymacyjnego we współrzędnych cylindrycznych i nie mają nic wspólnego z rzeczywistym rozkładem stężenia w kawernie. Takie rozkłady wydają się nieprawdopodobne również w świetle pomiarów gęstości i temperatury solanki w kawernie, o czym była mowa w poprzednim artykule (Urbańczyk 2015).

Z powyższego wynika jedno: za fakt, iż wewnątrz komory nie ma stężenia zero, odpowiada dyfuzja, i to dyfuzja turbulentna, gdyż dyfuzja molekularna jest zbyt słaba. Dyfuzja turbulentna jest zatem głównym mechanizmem rządzącym rozkładem stężenia wewnątrz kawerny, a więc pośrednio i procesem ługowania, natomiast pole prędkości przepływu ma znaczenie drugorzędne.

Skalę dyfuzji turbulentnej, można oszacować przechodząc do równania (22) w postaci bezwymiarowej:

$$\frac{1}{St} \frac{\partial}{\partial t^*} C^* + \mathbf{v}^* \cdot \nabla^* C^* = \frac{1}{Pe} \nabla^* \cdot \nabla^* C^* + \frac{1}{St} q_w^* C^* \quad (23)$$

gdzie:

gwiazdka \* oznacza wielkość bezwymiarową

$C$  – stężenie

$\mathbf{v}$  – średnia prędkość przepływu

$$St = \frac{v_0 t_0}{l_0} \quad \text{liczba Strouhala (Thomsona)}$$

$$Pe = \frac{v_0 l_0}{D_T} \quad \text{turbulentna masowa liczba Pecleta}$$

$t_0$  – charakterystyczny czas

$l_0$  – charakterystyczna długość

$v_0$  – charakterystyczna prędkość

$D_T$  – „stała” dyfuzji turbulentnej [m<sup>2</sup>/s]

Dla przykładowego oszacowania liczb kryterialnych posłuży przypadek kawerny o promieniu 20 m, do której woda jest tłoczona z wydajnością 100 m<sup>3</sup>/h. Za czas charakterystyczny można przyjąć czas, w którym promień kawerny zwiększy się o metr. Gdyby w kawernie była czysta woda, byłoby to ok. 100 godzin, ponieważ w kawernie będzie stężenie rzędu 200 kg/m<sup>3</sup>, czas ten wydłuży się ok. 5-krotnie. Tak więc:

$$t_0 = 500 \text{ godz} = 1,8 \cdot 10^6 \text{ s}$$

$$l_0 = 20 \text{ m}$$

$$v_0 = Q / (\pi l_0^2) = 2,21 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

$$St = 1,99$$

Zakładając warunki, dla których stężenie i jego pochodne są podobnego rzędu (np. przy obiegu prawym), powinno być również  $Pe \approx 1$ . Wtedy:

$$D_T \approx 4,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Oszacowanie to nie bierze pod uwagę wielkości gradientu stężenia. Ten gradient, jak się okaże w następnym rozdziale jest głównym źródłem generującym turbulencje. Zależnie od kierunku tego gradientu, turbulencje mogą być znacznie większe od powyższego oszacowania, lub mogą w ogóle nie występować. Ponieważ turbulencje wiążą się z polem przepływu przez kawernę, problem ten będzie poruszony jeszcze w następnym rozdziale.

Warunkiem brzegowym dla równania transportu jest dopływ soli rozpuszczanej na przemieszczającym się ociosie. Szybkość przemieszczania się ociosu jest dana przez szybkość ługowania omówioną poprzednio, zaś dopływ soli wynika z udziału soli rozpuszczalnej w skale solnej (halicie) w obrębie przemieszczenia. Części nierozpuszczalne zawarte

w skale solnej wykruszają się i opadają na dno kawerny, ale to zjawisko nie wpływa bezpośrednio na rozkład stężenia w kawernie, a jedynie pośrednio, poprzez wpływ na pole przepływu w kawernie.

## PODSUMOWANIE

Dominującym czynnikiem w transporcie soli od ociosu do wnętrza kawerny jest dyfuzja turbulentna. Turbulencje wiążą się z polem przepływu wewnątrz kawerny.

Bez turbulentnego mieszania, stężenie solanki w większej części kawerny byłoby bliskie zeru.

### Pole przepływu wewnątrz kawerny

Pole przepływu w kawernie jest opisane równaniem zachowania pędu, które w postaci globalnej ogólnie ma postać:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho \mathbf{v} dV + \oint_{\Gamma} \rho \mathbf{v} \mathbf{v} \cdot \mathbf{n} dS = \int_V \rho \mathbf{G} dV + \oint_{\Gamma} \mathbf{\Pi} \cdot \mathbf{n} dS + \int_V \mathbf{a}_w dV \quad (24)$$

gdzie:

$\mathbf{a}_w$  – wydajność źródeł pędu z zewnątrz [kg/m<sup>2</sup>s<sup>2</sup>] (związana z tłoczeniem wody i odbiorem solanki)

$\mathbf{G}$  – pole grawitacyjne [m/s<sup>2</sup>]

$p$  – ciśnienie w kawernie [Pa]

$\mathbf{v}$  – lokalna średnia prędkość przepływu solanki [m/s]

$\mathbf{\Pi}$  – tensor naprężeń [Pa]

$\rho$  – lokalna średnia gęstość solanki [kg/m<sup>3</sup>]

$$\int_V \mathbf{a}_w dV = \rho_{WE} v_{WE} Q_{WE}$$

(wydajność dopływu pędu wody), jeżeli wylot rury wodnej znajduje się wewnątrz objętości  $V$

$$\int_V \mathbf{a}_w dV = -\rho_{WY} v_{WY} Q_{WY}$$

(wydajność odpływu pędu solanki), jeżeli wylot rury solankowej znajduje się wewnątrz objętości  $V$

Biorąc pod uwagę podobieństwo między mini-kawernami ługowanymi w laboratorium w bloku solnym i kawernami przemysłowymi, naprężenia wywołane lepkością molekularną można pominąć.

Tensor naprężeń można rozłożyć na ciśnienie i naprężenia styczne (lepkie):

$$\mathbf{\Pi} = -p\mathbf{I} + \mathbf{\Lambda} \quad (25)$$

Tensor naprężeń stycznych  $\mathbf{\Lambda}$  jest określony w przyjętym formalizmie z dokładnością do stałej addytywnej, jako:

$$\mathbf{\Lambda} = \overline{\mathbf{v}'' \rho \mathbf{v}''} \quad (26)$$

gdzie:

$\mathbf{v}''$  – fluktuacyjna składowa prędkości [m/s]

zaś całe wyrażenie po prawej stronie jest uśrednione.

Naprężenia styczne w przepływie turbulentnym opisane są osobnymi równaniami, zależnymi od przyjętego modelu



turbulencji. Jeśli przyjąć hipotezę gradientową Boussinesque'a, można je wyrazić poprzez pochodne średniej prędkości analogicznie, jak dla przepływu laminarnego:

$$\Lambda = \mu_T \left( \nabla \mathbf{v} + (\nabla \mathbf{v})^T - \frac{2}{3} \nabla \cdot \mathbf{v} \mathbf{I} \right) \quad (27)$$

gdzie:

$\mathbf{I}$  – tensor jednostkowy

$p$  – ciśnienie [Pa]

$\Lambda$  – tensor naprężeń lepkich [Pa]

$\mu_T$  – lepkość dynamiczna turbulentna [Pa s]

Równanie (24) w postaci lokalnej w formalizmie Eulera ma postać:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho \mathbf{v} + \nabla \cdot \mathbf{v} (\rho \mathbf{v}) = -\rho g \mathbf{i}_z - \nabla p + \nabla \cdot \mu_T \left( \nabla \mathbf{v} + (\nabla \mathbf{v})^T - \frac{2}{3} \nabla \cdot \mathbf{v} \mathbf{I} \right) + \mathbf{a}_w \quad (28)$$

gdzie:

$g$  – przyspieszenie ziemskie [m/s<sup>2</sup>]

$\mathbf{i}$  – wersor osi  $z$  (skierowany w górę)

Równanie powyższe jest czasem nazywane równaniem Reynoldsa i jest ono odpowiednikiem równania Naviera-Stokesa, od którego się różni tym, że dotyczy średnich wielkości przepływu turbulentnego. Częstą procedurą jest tu wyłączenie gęstości  $\rho$  poza równanie. W przypadku cieczy niejednorodnej z kontrakcją takie uproszczenie nie jest jednak dopuszczalne.

Równanie przepływu jest wektorowe, opisuje prędkość przepływu. Występuje w nim dodatkowo gęstość i ciśnienie. Gęstość jest powiązana ze stężeniem, więc nie jest dodatkową funkcją niewiadomą, natomiast pojawienie się ciśnienia wymaga dodatkowego równania.

Klasyczna hydrodynamika dołącza z tego powodu, do równań przepływu, równanie ciągłości, w postaci:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho dV = - \oint_{\Gamma} (\rho \mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) dS \quad (29)$$

lub

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) = 0 \quad (30)$$

Dla cieczy nieściśliwej można też wykorzystać zależność:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (31)$$

Jednakże w przypadku kawerny ługowniczej, żadne z powyższych równań nie jest słuszne. Bowiem podobnie, jak stężenie zmienia się skutkiem dyfuzji, tak również zmienia się gęstość solanki, a jak wiadomo, dyfuzja turbulentna gra tu rolę dominującą, zaś dodatkowo rozpuszczaniu się soli, jak też mieszanii solanki o różnym stężeniu towarzyszy kontrakcja.

Jeśli pominąć otoczenie brzegu oraz miejsc dopływu wody i odpływu solanki, można napisać:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho dV = - \oint_{\Gamma} (\rho \mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) dS + \oint_{\Gamma} \left( D_T \frac{d\rho}{dC} \nabla C \cdot \mathbf{n} \right) dS \quad (32)$$

lecz jak była mowa, równanie to nie może być wykorzystane, jako równanie niezależne, bo jest powiązane z równaniem transportu soli relacją gęstość–stężenie. Zaś wykorzystanie tego równania w postaci (29) lub (30) oznacza użycie układu równań wzajemnie sprzecznych, a taki układ może w efekcie dać rozwiązania bardzo różne, zależnie do sposobu wyliczania.

Dopuszczalne jest natomiast użycie równania

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = c + o \quad (33)$$

gdzie:

$c$  – lokalna kontrakcja na jednostkę czasu [1/s]

$o$  – bilans udziału części nierozpuszczalnych, które opadają na dno kawerny [1/s]

Gdyby przyjąć upraszczające założenie, że całość kontrakcji aż do stężenia wypływającej solanki następuje w momencie rozpuszczenia, a części nierozpuszczalne opadają „natychmiast” na dno kawerny, dopiero wówczas można, poza otoczeniem brzegu kawerny, stosować (31). Zapewne błąd związany z tym przybliżeniem będzie mniejszy, niż pominięcie dyfuzji turbulentnej w (29) lub (30).

Formułując warunek brzegowy, trzeba pamiętać o kontrakcji towarzyszącej rozpuszczaniu się soli i o częściach nierozpuszczalnych, które zajmują pewną objętość, a w efekcie ługowania opadają na dno kawerny. Tak więc na brzegu ługowanym zachodzi:

$$\mathbf{v}_n = \omega (1 - p_n) \left( \frac{\rho_{sr}}{\rho_{zl}} - 1 \right) \quad (34)$$

gdzie:

$p_n$  – udział części nierozpuszczalnych w skale solnej

$\rho_{sr}$  – pozorna gęstość soli po jej rozpuszczeniu (po kontrakcji)

$\rho_{zl}$  – gęstość soli kamiennej (halitu)

Jeśli zaniedbać kontrakcję, otrzymuje się  $\mathbf{v}_n = \mathbf{0}$ .

Wg Kublanova (Каратыгин i in 1994) warunkiem brzegowym jest żądanie, by składowa normalna prędkości przepływu na brzegu była równa szybkości, z jaką przesuwa się ocios, czyli by zachodziło  $\mathbf{v}_n = \omega$ . Jest to warunek fałszywy, nie zachodzący w żadnej sytuacji, gdyż rozpuszczanie nie oznacza dematerializacji. Już lepszym założeniem jest, że składowa normalna prędkości na ruchomym brzegu jest zerowa ( $\mathbf{v}_n = \mathbf{0}$ ), pod warunkiem, że we właściwy sposób uwzględni się ruchomość powierzchni.

Można, jeśli ktoś by tak chciał, przyjąć, że prędkość  $\mathbf{v}$  nie jest średnią prędkością przepływu solanki, ale parcjalaną prędkością przepływu wody, wtedy obowiązuje (29) i (30), by może też i (31), ale dyskusyjny staje się sens wyrazów adwekcyjnych, i zupełnie nie wiadomo, jak sformułować warunek brzegowy. W każdym razie warunek brzegowy  $\mathbf{v}_n = \omega$  także i wtedy nie jest słuszny, bo wyługowanej soli nie zastępuje czysta woda.

Z kolei na dnie kawerny, gdzie deponują się nierozpuszczone części skały solnej, mamy sytuację odwrotną, brzeg kawerny przemieszcza się w górę, do jej wnętrza, z uwagi na porowatość zasypu, część solanki pozostaje w nim, a zasyp ma większą objętość niż objętość opadłych części nierozpuszczalnych netto.

Zachodzi:

$$w_r p_n \frac{\partial}{\partial t} \int_{V_1} dV = \frac{\partial}{\partial t} \int_{V_2} dV \quad (35)$$

gdzie:

$n$  – porowatość zasypu

$V_1$  – objętość zawierająca ocios podlegający ługowaniu

$V_2$  – objętość zawierająca dno kawerny na którym zachodzi depozycja

$w_r$  – współczynnik rozluźnienia części nierozpuszczalnych przy depozycji ( $w_r = \frac{1}{1+n}$ )

$$w_r = \frac{1}{1+n}$$

Szczegółowy warunek brzegowy na dnie zależy od jego rozmiarów, kształtu oraz założeń, jakie uczyni się o rozkładzie depozycji na dnie (np. równomiernie, lub bezpośrednio pod ługowanym ociosem z osypywaniem się pod określonym kątem, lub z jakimś rozproszeniem).

Najistotniejszym jednak zagadnieniem jest kwestia lepkości turbulentnej. W najogólniejszym przypadku jest ona dwuwskaznikowym tensorem. Przyjmuje się, że turbulentna liczba Schmidta (Prandtla) wynosi ok. 0,7, a więc określenie lepkości turbulentnej zarazem określa dyfuzję turbulentną i odwrotnie.

Znane są modele turbulencji, np. model k-ε, czy model małych liczb Reynoldsa, wątpliwa jest jednak ich stosowność dla turbulencji generowanych grawitacyjnie. Istnieją również skomplikowane teorie, w których turbulencja opisana jest poprzez tzw. domknięcia rzędu drugiego, tj. układ dodatkowych równań na pulsacyjne (fluktuacyjne) składowe prędkości i gęstości (lub stężenia), równanie na średnią energię kinetyczną ruchu turbulentnego i jej transportu, równanie rozpraszania ciepła, w skrajnym przypadku opis zagadnienia staje się układem 15 równań różniczkowych cząstkowych, nadal jednak potrzebne są dodatkowe założenia empiryczne o poszukiwanych funkcjach. Wydaje się, że dla problemu kawerny ługowniczej jest to komplikowanie zagadnienia, za które nie otrzymuje się nic w zamian. Jak dotąd, ta droga prowadzi do nikąd.

Aby oszacować skalę turbulencji, należy, podobnie jak dla równania transportu, przejść do bezwymiarowej postaci równania przepływu (28). Jest ona następująca:

$$\frac{1}{St} \frac{\partial}{\partial t} \rho^* \mathbf{v}^* + \nabla^* \cdot \mathbf{v}^* (\rho^* \mathbf{v}^*) = -Eu \nabla^* p^* - \frac{1}{Fr} \rho^* \mathbf{i}_z + \frac{1}{Re} \nabla^* \cdot \Lambda^* \quad (36)$$

gdzie:

gwiazdka \* oznacza wielkość bezwymiarową

$p$  – ciśnienie w kawernie

$t$  – czas

$\mathbf{v}$  – średnia prędkość przepływu

$\rho$  – gęstość solanki w kawernie

$\Lambda$  – tensor turbulentnych naprężeń stycznych

$$St = \frac{v_0 t_0}{l_0} \text{ liczba Strouhala (Thomsona)}$$

$$Eu = \frac{p_0}{\rho_0 v_0^2} \text{ liczba Eulera}$$

$$Fr = \frac{v_0^2}{l_0 g} \text{ liczba Frouda}$$

$$Re = \frac{v_0 l_0}{\nu_T} \text{ turbulentna liczba Reynoldsa}$$

$g$  – przyspieszenie ziemskie

$l_0$  – charakterystyczna długość

$p_0$  – charakterystyczne ciśnienie

$t_0$  – charakterystyczny czas

$v_0$  – charakterystyczna prędkość

$\nu_T$  – lepkość turbulentna [ $m^2/s$ ]

$\rho_0$  – charakterystyczna gęstość

Dla oszacowania liczb kryterialnych podobnie, jak w poprzednim rozdziale, posłuży przypadek kawerny o promieniu 20 m, do której woda jest tłoczona z wydajnością  $Q=100 \text{ m}^3/\text{h}$ . Tak więc:

$$t_0 = 500 \text{ godz} = 1,8 \cdot 10^6 \text{ s}$$

$$l_0 = 20 \text{ m}$$

$$v_0 = Q / (\pi l_0^2) = 2,21 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

$\rho = 1200 \text{ kg/m}^3$  (gęstość solanki), gdyby brać zakres zróżnicowania, mamy  $200 \text{ kg/m}^3$

$$g = 9,81 \text{ m/sek}^2 \text{ (grawitacja ziemska)}$$

$$p_0 = 11,8 \text{ MPa (dla 1000 m głębokości)}$$

Otrzymujemy:

$$St = 1,99$$

$$Eu = 2 \cdot 10^{13}$$

$$Fr = 2,5 \cdot 10^{-12}$$

Jaskrawo widać dysproporcję pomiędzy liczbami Frouda i Eulera a pozostałą częścią równania. Nie ma fizycznie takiej możliwości, by pochodne prędkości mogły być rzędu  $10^9 \text{ 1/s}$ . Wymagało by to pojawienia się w kawernie prędkości ponadświatlnych. Tak więc po lewej stronie równania (25) brak wyrazów mogących zrównoważyć siłę grawitacji. Gdyby podobnie, jak dla równania transportu, przyjął, że pochodne wielkości bezwymiarowych są tego samego rzędu, to liczba Reynoldsa powinna być rzędu  $10^{-12}$ , a lepkość turbulentna rzędu  $10^8 \text{ m}^2/\text{s}$ ! Warto zauważyć, że jeśli turbulencja zachodzi zgodnie z klasycznymi teoriami i  $Sc_T = 0,7$ , to i dyfuzja turbulentna będzie parę rzędów wielkości wyższa, niż wynikało to z oszacowań poprzedniego rozdziału.

Powyższe rozważania są skrajnie uproszczone, mają jedynie na celu zilustrować skalę problemu. Można spotkać bardziej rozwinięte analizy rozdzielające gęstość na część stałą i zmienną, następnie wprowadzając funkcję naporu hydraulicznego modyfikują nieco równania. Prowadzi to do pojawienia się „gęstościowej” liczby Frouda.

$$F_{rp} = \frac{v_0^2 \rho_0}{l_0 g \Delta \rho}$$

Liczba ta jest jednak tylko o rząd wielkości niższa od „zwykłej” liczby Frouda, chyba że różnice gęstości są bardzo małe.

Biorąc pod uwagę wielkości liczb kryterialnych, można powiedzieć, że równanie przepływu w istocie zdominowane jest przez równanie hydrostatyki, innymi słowy, równanie (30) można zapisać w postaci:

$$-\rho g \mathbf{i}_z - \nabla p + \nabla \cdot \Lambda \approx 0 \quad (28a)$$

Jeśli styczne naprężenia związane z turbulencją nie są dostatecznie duże, to poziome gradienty ciśnienia muszą być bardzo małe, a zatem i gradienty gęstości i stężenia. Jeśli gradient stężenia jest skierowany pionowo w dół, zachodzi przypadek równowagi trwałej. Dla gradientu gęstości skierowanego inaczej, brak jest równowagi. Siły grawitacji przeciwstawiają się zróżnicowaniu gęstości i poprzez turbulencję doprowadzą do wymieszania się solanki i likwidacji poziomej składowej gradientu gęstości. Czysto teoretycznie,

gradient gęstości mógłby być skierowany idealnie pionowo w górę. Jest to przypadek równowagi chwiejnej. Ponieważ w kawernie dopływ soli następuje od ociosu, taka równowaga nie może się pojawić.

Mogą w kawernie pojawić się strefy, gdzie proces przebiega inaczej. Niektórzy autorzy obliczają gęstościową liczbę Frouda biorąc prędkość na wylocie rury wodnej. Tak samo dla małych promieni kawerny – np. dla promienia 1 m liczba Frouda będzie już tylko rzędu  $10^{-6}$ . W praktyce jednak oznacza to jedynie, że w wąskiej kawernie czy w pobliżu wylotu rury wodnej, turbulencje mieszania się solanki przebiega słabiej, niż w dalszych rejonach kawerny szerokiej.

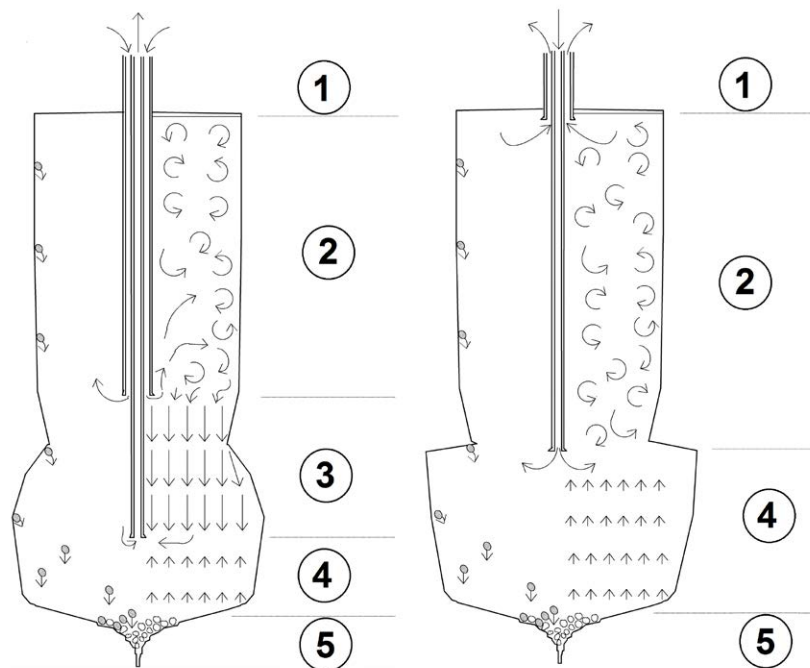
W literaturze można spotkać różne próby uproszczonego opisu pola przepływu w kawernie. Nolen (Nolen i in. 1974, Meister i in. 1978) potraktował wnętrze kawerny jako ośrodek porowaty i tego typu opis użył do modelu. Jest to równoważne rozwinięciu dywergencji naprężeń stycznych w szereg potęgowy względem prędkości przepływu i zatrzymanie jedynie wyrazu liniowego z tego rozwinięcia. Jednak dopuszczalne jest to jedynie w przypadku, gdy prędkości są bardzo małe. Odpowiednie równanie jest następujące:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho \mathbf{v} = -\rho g \mathbf{i}_z - \nabla p + \frac{\mu}{\kappa} \mathbf{v} \quad (37)$$

gdzie:

$\mu$  – lepkość dynamiczna molekularna [Pa s]

$\kappa$  – współczynnik o wymiarze przepuszczalności [ $m^2$ ]



**Ryc. 6. Warunki panujące** w komorze ługowanej w obiegu lewym, techniką „zblizonych butów rur” (po lewej) i w obiegu prawym (po prawej). ① – strefa izolowana; ② – strefa turbulentnego mieszania, intensywne ługowanie; ③ – strefa grawitacyjnej stratyfikacji – słabnące ługowanie; ④ – strefa stagnacji, dosycanie solanki; ⑤ – rzapie zasypane przez nierozpuszczalne części, brak ługowania.

**Fig. 6. Conditions in the cavern during leaching in reverse circulation, close tubing shoes version (left) and in direct circulation (right).**

① – zone protected by blanket; ② – turbulent mixing zone, intensive leaching; ③ – gravity stratification zone, weakening leaching,

④ – stagnation zone, saturating of brine; ⑤ – sump filled by insolubles, no leaching.



Inne podobne podejście, to założenie o potencjalności przepływu, czyli że rotacja prędkości jest zerowa.

Jeszcze inną możliwością jest zaniechanie nieliniowości kontrakcji i przyjęcie nieściśliwości solanki z warunkiem (33). Można wtedy wprowadzić potencjał wektorowy prędkości, który w przypadku symetrii może mieć dwie składowe zerowe i jedynie jedną niezerową. Zwykle rozpatruje się wówczas rotację równania przepływu, która również ma tylko jedną składową niezerową. Dla cieczy jednorodnej równania takie pozwalają na eliminację ciśnienia, czyli części hydrostatycznej, z równania przepływu, co znacznie upraszcza od strony numerycznej rozwiązanie układu równań. W przypadku cieczy niejednorodnej równania stają się jednak bardzo skomplikowane.

Jednak wszystkie tego typu ujęcia nie obejmują turbulentnej dyfuzji, czyli powraca problem, skąd bierze się niezerowe stężenie soli wewnątrz kawerny. Jeśli zaś wprowadzić dyfuzję turbulentną, to nadal brak jej opisu.

Wydaje się, że jeśli idzie o lepkość lub dyfuzję turbulentną, powinna ona być proporcjonalna do:

$$\sqrt{\frac{2k}{\rho}} \quad (38)$$

gdzie:

$k$  – gęstość energii kinetycznej turbulencji [ $J/m^3$ ]

Z kolei energia kinetyczna turbulencji powinna być proporcjonalna do nadwyżki energii potencjalnej związanej z kierunkiem gradientu gęstości.

$$k \sim \frac{|\nabla\rho| - \nabla\rho \cdot \hat{i}_z}{2} g l^2 \quad (39)$$

gdzie:

$l$  – stała o wymiarze długości, średnica zawirowań turbulentnych

Eksperymenty numeryczne, jakie autor przeprowadził wspólnie z A. Kunstmanem pokazały, że wszelkie opisy turbulencji nie związane z gradientem gęstości, doprowadzają do mieszania się solanki w strefie poniżej butów rur, czego w kawernie się raczej nie obserwuje.

Biorąc to wszystko pod uwagę, w kawernie podczas ługowania, tworzą się strefy o odmiennej hydrodynamicie, o których wspomniano we wstępie. Przedstawia je Ryc. 6.

Strefa ① to otwór i podstropowa warstwa kawerny wypełniona medium izolującym strop. W tej części na ługowanie nie ma miejsca.

Strefa ② to strefa intensywnego mieszania się solanki, powyżej buta rury wodnej. Stężenie w niej jest niemal jednolite, ściany komory ługują się w tej strefie równomiernie, i ile tylko skała solna jest jednorodna.

Strefa ③ to strefa separacji grawitacyjnej, występująca jedynie w obiegu lewym, pomiędzy butami rur ługowniczych. Solanka w strefie tej jest uwarstwiona, najniższe stężenie pa-

nuje na poziomie rury wodnej, najwyższe na poziomie rury solankowej. Warstwy solanki są przepychane w dół, ku wyłotowi rury solankowej, dosycając się po drodze do końcowego stężenia. W związku ze zróżnicowaniem stężenia, ługowanie zachodzi szybciej na poziomie rury wodnej, wolniej na poziomie rury solankowej, maleje więc w tej strefie komory kąt nachylenia ługowanej ściany.

Strefa ④ to strefa martwa, poniżej butów obu rur ługowniczych. Nie ma tu dopływu świeżej wody, Opadanie na dno części nierozpuszczalnych wywołuje w tej strefie nieznaczny przepływ solanki ku górze. Solanka dosyca się tu do chemicznego nasycenia. Przemieszczenia ścian kawerny są tu bardzo niewielkie, lub żadne.

Strefa ⑤ to rzapie kawerny wypełnione częściami nierozpuszczalnymi i solanką nasyconą pomiędzy nimi. Na ługowanie nie ma tu miejsca.

Do opisu takiego obrazu procesu zbędna jest cała skomplikowana hydrodynamika 3D czy 2D. Oczywiście aby zachodziła dyfuzja (także turbulentna) jest konieczny pewien niewielki gradient stężenia, ściana kawerny ogranicza skalę turbulencji, więc w jej bezpośrednim otoczeniu stężenie może być nieco podwyższone, tak więc granice między strefami w kawernie nie są płaskie, poziome, ale nieznacznie stożkowo-paraboloidalne.

Dla porządku można wspomnieć o jeszcze jednej pozycji, w której hydrodynamika 2D oparta jest na równaniu Naviera-Stokesa (Shtilkind 2007). Pierwszym założeniem modelu jest, że przepływ przez kawernę jest laminarny. Zapewne dzięki błędnemu (?) potraktowaniu grawitacji i ograniczeniu się do „początkowego stanu” udało się otrzymać pole prędkości i niezerowe stężenie w kawernie (wystartowano z kawerny wypełnionej solanką nasyconą). Dalszy komentarz zbędny.

## Podsumowanie

W kawernie dominuje statyczny rozkład ciśnienia i naprężeń stycznych związanych z turbulencjami wywołanymi różnicami gęstości. Gradient gęstości i stężenia w przybliżeniu powinien być zgodny z kierunkiem grawitacji. Przepływ wymuszony przez kawernę na ogół daje jedynie nieznaczną poprawką do tego rozkładu.

Można próbować różnych przybliżeń do opisu przepływu przez kawernę: ograniczenia do wyrazu liniowego, zakładać bezwirowość lub bezźródłowość przepływu, ale jeśli nie skonstruuje się właściwego modelu turbulencji, związanego z gradientem gęstości, wyniki mogą mieć mało wspólnego z rzeczywistością. Takiego modelu turbulencji nikt do tej pory nie zaproponował.

W opisach podawanych w literaturze można znaleźć błędnie postawione warunki brzegowe, lub korzystanie z równań wzajemnie sprzecznych.

## PRZYPADK JEDNOWYMIAROWY

Ponieważ gradient stężenia praktycznie może być jedynie skierowany w dół, stężenie można rozpatrywać, jako funkcję jedynie dwóch zmiennych: głębokości i czasu. A jeśli dodatkowo przepływ uśredniony utożsamiać z przepływem wymuszonym przez tłoczenie wody i odbiór solanki, to zjawisko staje się jednowymiarowe, niezależne od promienia i azymutu. Jeśli zaś efekt turbulencji uwzględniać zgodnie z wnioskami na końcu poprzedniego rozdziału, to można jawną dyfuzję turbulentną usunąć z równań modelu, dodając dodatkowy warunek na stężenie, że musi zachodzić równowaga grawitacyjna, tam zaś gdzie równania (bez jawnej turbulencji) prowadzą do jej braku, należy wymieszać solankę w strefie inwersji, czyli uśrednić w niej stężenie. W takim przypadku równania modelu znacznie upraszczają się.

Równanie transportu soli otrzymuje postać:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{H_1}^{H_2} S(h,t) C(h,t) dh = S(H_2,t) v(H_2,t) C(H_2,t) - S(H_2,t) v(H_1,t) C(H_1,t) + \int_{H_1}^{H_2} S(h,t) q_w(h,t) C(h,t) dh + \int_{H_1}^{H_2} A(h,t) dh \quad (40)$$

gdzie:

$A(h,t)$  – objętościowa gęstość dopływu soli w efekcie ługowania ścian komory [kg/m s]

$C(h,t)$  – stężenie solanki na głębokości  $h$  w chwili  $t$  [kg/m<sup>3</sup>]

$H_1, H_2$  – głębokości w których interwale równanie bilansuje masę soli [m]

$q_w(h,t)$  – wydajność źródeł zewnętrznych przepływu na jednostkę objętości [1/s]

$S(h,t)$  – pole przekroju komory na głębokości  $h$  w chwili  $t$  [m<sup>2</sup>]

$v(h,t)$  – prędkość średniego przepływu przez komorę na głębokości  $h$  w chwili  $t$  [m/s]

Wydajność źródeł zewnętrznych przepływu obejmuje teraz nie tylko efekt tłoczenia wody, poboru solanki, ale też opadania na dno części nierozpuszczalnych, które wypychają z dna solankę ku górze:

$$q_w = Q_{WE}(t) \frac{\delta(h-h_{WE})}{S(h_{WE},t)} - Q_{WY}(t) \frac{\delta(h-h_{WY})}{S(h_{WY},t)} - Q_n(t) \frac{\delta(h-h_D)}{S(h_D,t)} \quad (41)$$

gdzie:

$h_{WE}$  – głębokość buta rury wodnej [m]

$h_{WY}$  – głębokość buta rury solankowej [m]

$h_D$  – głębokość dna komory (poziomu części nierozpuszczalnych) [m]

$Q_{WE}$  – wydajność tłoczenia wody [m<sup>3</sup>/h]

$Q_{WY}$  – wydajność poboru solanki [m<sup>3</sup>/h]

$Q_n$  – tempo depozycji części nierozpuszczalnych [m<sup>3</sup>/h]

$S(h,t)$  – pole przekroju komory na głębokości  $h$  w chwili  $t$  [m<sup>2</sup>]

$\delta(h)$  – funkcja delta Diraca

O ile wielkości fizyczne charakteryzujące hydrodynamikę wewnątrz komory są funkcjami jedynie czasu i głębokości, o tyle własności ługownicze soli mogą zmieniać się z promieniem i azymutem. Kształt komory nie musi być w związku z tym osiowo-symetryczny.

Ocios komory można opisać jako powierzchnię  $R(h,\varphi,t)$ , wyrażającą promień na danej głębokości, pod danym azymutem i zmieniający się w czasie. Wtedy można wyrazić szybkość ługowania poprzez przyrost promienia na danej głębokości:

$$\omega(h,\varphi,t) = \frac{\partial R(h,\varphi,t)}{\partial t} \sin \psi(h,\varphi,t) \cos \xi(h,\varphi,t) \quad (42)$$

gdzie:

$\xi$  – kąt między azymutem rozpatrywanego punktu a azymutem wektora normalnego w tym punkcie do powierzchni  $R$ .

Objętościową gęstość dopływu soli w efekcie ługowania ścian komory można wtedy wyrazić, jako:

$$A(h,t) = \int_0^{2\pi} R \frac{\omega(1-p_n)\rho_s}{\sin \psi \cos \xi} d\varphi \quad (43)$$

gdzie wielkości pod całką są funkcjami głębokości  $h$ , azymutu  $\varphi$ , i czasu  $t$ .

$p_n$  – udział części nierozpuszczalnych w skale solnej [-]

$\rho_s$  – gęstość soli kamiennej (halitu) [kg/m<sup>3</sup>]

$\psi$  – kąt nachylenia ługowanej powierzchni [-]

Można kąt  $\xi$  a także kąt  $\psi$  wyrazić poprzez odpowiednie pochodne funkcji  $R$  wzorami geometrii różniczkowej. Są one jednak nie tylko skomplikowane, ale też, jak dotąd, bez praktycznego zastosowania. W przypadku zbliżonym do symetrii osiowej, tj. gdy zachodzi:

$$\frac{\partial R(h,\varphi,t)}{\partial \varphi} \approx 0 \quad (44)$$

zachodzą relacje:

$$\omega(h,\varphi,t) \approx \frac{\partial R(h,\varphi,t)}{\partial t} \sin \psi(h,\varphi,t) \quad (45)$$

$$\psi(h,\varphi,t) \approx \arctg \left( \frac{\partial R(h,\varphi,t)}{\partial h} \right) + \frac{\pi}{2} \quad (46)$$

$$\sin \psi(h,\varphi,t) \approx \left( 1 + \left( \frac{\partial R(h,\varphi,t)}{\partial h} \right)^2 \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (47)$$

gdzie:

$R(h,t)$  – promień komory na głębokości  $h$ , w azymucie, w momencie  $t$

$\psi(h,t)$  – nachylenie ściany komory na głębokości  $h$ , azymucie, w momencie  $t$

Można zapisać tempo depozycji części nierozpuszczalnych na dnie przy użyciu wprowadzonej parametryzacji następująco::

$$Q_n(t) = \int_{H_{min}}^{H_D} \int_0^{2\pi} R(h, \varphi, t) \frac{\omega(h, \varphi, t) p_n(h, \varphi, t)}{\sin \psi(h, \varphi, t) \cos \xi(h, \varphi, t)} d\varphi dh \quad (48)$$

gdzie:

$H_{min}$  – głębokość stropu komory (lub poziomu izolacji) [m]

$H_D$  – głębokość dna komory (poziomu części nierozpuszczalnych) [m]

$p_n$  – udział części nierozpuszczalnych w skale solnej [-]

Z kolei sumaryczną kontrakcję, określoną jako:

$$Q_{WY}(t) = Q_{WE}(t) - V_{kon}(t) \quad (49)$$

gdzie:

$V_{kon}$  – ubytek objętości związany z kontrakcją, który wyraża się wzorem:

$$V_{kon}(t) = \int_{H_{min}}^{H_D} \int_0^{2\pi} R(h, \varphi, t) \frac{\omega(h, \varphi, t) (1 - p_n(h, \varphi, t))}{\sin \psi(h, \varphi, t) \cos \xi(h, \varphi, t)} \left(1 - \frac{\rho_{zl}}{\rho_{sr}}\right) d\varphi dh \quad (50)$$

gdzie:

$\rho_{zl}$  – gęstość soli kamiennej (halitu)

$\rho_{sr}$  – pozorna gęstość soli po jej rozpuszczeniu (po kontrakcji)

Ściśle rzecz biorąc, z powodu nieliniowości kontrakcji,  $\rho_{sr}$  jest zależne od stężenia, a więc także może być traktowane, jako funkcja czasu.

Równanie zachowania pędu dla przypadku jednowymiarowego przyjmuje (z pominięciem turbulencji) ogólną postać:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int_{H_1}^{H_2} S(h, t) \rho(h, t) v(h, t) dh = \\ = S(H_2, t) (v(H_2, t))^2 \rho(H_2, t) - S(H_2, t) (v(H_1, t))^2 \rho(H_1, t) + \\ + \int_{H_1}^{H_2} S(h, t) \rho(h, t) g dh + \int_H^{H_2} S(h, t) \frac{\partial p(h, t)}{\partial h} dh + \int_{H_1}^{H_2} a_w(h, t) dh \end{aligned} \quad (51)$$

gdzie:

$a_w$  – wydajność źródeł pędu z zewnątrz (składowa pionowa) [kg/m<sup>2</sup>s<sup>2</sup>] (związana z tłoczeniem wody i odbiorem solanki, opisana przy równaniu (26))

$g$  – przyspieszenie ziemskie [m/s<sup>2</sup>]

$H_1, H_2$  – głębokości w których interwale równanie bilansuje pęd solanki,

$p(h, t)$  – ciśnienie w kawernie [Pa]

$S(h, t)$  – pole przekroju komory na głębokości  $h$  w chwili  $t$

$v(h, t)$  – lokalna średnia prędkość przepływu solanki (ze znakiem dodatnim, gdy skierowana ku dołowi) [m/s]

$\rho(h, t)$  – lokalna średnia gęstość solanki [kg/m<sup>3</sup>]

W praktyce, biorąc pod uwagę warunki panujące w kawernie, równanie (51) opisuje nieznaczące poprawki do ciśnienia opisanego poniżej wzorem (52) i nie ma praktycznego znaczenia.

$$p(H_2, t) = p(H_1, t) + \int_{H_1}^{H_2} \rho(h, t) g dh \quad (52)$$

Do wyznaczenia średniej prędkości przepływu konieczne jest zatem równanie ciągłości (33), które dla przypadku jednowymiarowego wyrazić można następująco:

$$\begin{aligned} S(H_2, t) v(H_2, t) - S(H_2, t) v(H_1, t) = \\ = \int_{H_1}^{H_2} S(h, t) c(h, t) dh + \int_H^{H_2} S(h, t) o(h, t) dh + \int_{H_1}^{H_2} S(h, t) q_w(h, t) dh \end{aligned} \quad (53)$$

gdzie:

$c(h, t)$  – lokalna kontrakcja na jednostkę czasu [1/s], wyrażająca się wzorem (54)

$o(h, t)$  – bilans udziału części nierozpuszczalnych, które opadają na dno kawerny [1/s], wyrażający się wzorem (55)

$q_w(h, t)$  – wydajność źródeł zewnętrznych przepływu na jednostkę objętości [1/s] wyrażająca się wzorem (41) z podstawieniami (48), (49) i (50).

$$c(h, t) = \int_0^{2\pi} R(h, \varphi, t) \frac{\omega(h, \varphi, t) (1 - p_n(h, \varphi, t))}{\sin \psi(h, \varphi, t) \cos \xi(h, \varphi, t)} \left(1 - \frac{\rho_{zl}}{\rho_{sr}}\right) d\varphi \quad (54)$$

$$o(h, t) = \int_0^{2\pi} R(h, \varphi, t) \frac{\omega(h, \varphi, t) p_n(h, \varphi, t)}{\sin \psi(h, \varphi, t) \cos \xi(h, \varphi, t)} d\varphi \quad (55)$$

Można równania (40) i (53) wyrazić w postaci lokalnej, jako (56) i (57), jednak postać globalna w naturalny sposób się aproksymuje i może być bezpośrednio użyta do rozwiązań numerycznych.

$$\frac{\partial C(h, t)}{\partial t} = \frac{1}{S(h, t)} \frac{\partial}{\partial h} (v(h, t) C(h, t) S(h, t)) + q_n(h, t) C_n(h, t) + A(h, t) \quad (56)$$

$$\frac{1}{S(h, t)} \frac{\partial}{\partial h} (S(h, t) v(h, t)) = c(h, t) + o(h, t) + q_w(h, t) \quad (57)$$

Podniesienie się dna kawerny (zasypu) wynika z (35):

$$w_r p_n \frac{\partial}{\partial t} \int_{H_D(t)}^{H_{min}} S(h, t) dh = \frac{\partial}{\partial t} \int_{H_{max}}^{H_D(t)} S(h, t) dh \quad (58)$$

gdzie:

$H_D(t)$  – głębokość zasypu [m]

Prawa strona równania wyraża przyrost objętości zasypu, lewa strona objętość wynikającą z ilości części nierozpuszczalnych w rozługowywanej objętości skały.

Nie ma potrzeby formułowania dodatkowych warunków brzegowych na dnie kawerny, gdyż wypychanie solanki



z dennej warstwy przez części nierozpuszczalne jest zawarte w  $q_w$  (41) i (48).

W stropie kawerny warunkiem brzegowym jest brak przepływu, jeśli strop jest izolowany. W przeciwnym razie, dla stropu ługowanego, warunki brzegowe dla prędkości i dopływu soli są następujące:

$$v(H_{\min}(t), t)_n = -\omega(H_{\min}(t), t)S(H_{\min}(t), t)(1 - p_n(H_{\min}(t))) \left( \frac{\rho_r}{\rho_i} - 1 \right) \quad (59)$$

$$\bar{A}(H_{\min}(t), t) = \int_0^{2\pi R(H_{\min}, \varphi, t)} \int_0^R r \omega(\pi)(1 - p_n) \rho_i \, dr d\varphi \quad (60)$$

gdzie:

$\bar{A}(H_{\min}(t), t)$  -powierzchniowa gęstość dopływu soli w efekcie ługowania stropu komory [kg/s]

$H_{\min}(t)$  – głębokość stropu w chwili  $t$ .

Jak już powiedziano, siły grawitacyjne mają dominujący wpływ na hydrodynamiczne warunki w komorze, w efekcie czego gradient stężenia musi być skierowany pionowo w dół. Jakkolwiek inna sytuacja wytwarza silną dyfuzję turbulentną doprowadzającą do wymieszania się solanki w strefie zaburzonej i ustaleniu się w niej stężenia średniego.

Warunek równowagi grawitacyjnej ma postać:

$$\frac{\partial C(h, t)}{\partial h} \geq 0 \quad (61)$$

Jeśli układ równań (40), (53), z podstawieniami (41), (43), (48), (49), (50), (54) i (55) prowadzi do naruszenia warunku (61), w chwili  $t$  stężenie należy uśrednić wg wzoru:

$$\bar{C}(t | H_1, H_2) = \frac{\int_{H_1}^{H_2} C(h, t) S(h, t) dh}{\int_{H_1}^{H_2} S(h, t) dh} \quad (62)$$

gdzie:

$H_2$  – dolna granica strefy inwersji; dla  $h > h_2$  warunek (61) jest zachowany

$H_1$  – największa głębokość zapewniająca likwidację inwersji, taka że:

$$\bar{C}(t | H_1, H_2) \leq C(h, t) \quad \forall h < H_1 \quad (63)$$

I w przedziale  $(H_1, H_2)$   $C(h, t)$  przybiera wartość  $\bar{C}(t | H_1, H_2)$

Podane w tej części równania, po odpowiedniej aproksymacji są wykorzystane m.in. w modelu WinUbro, z szybkością ługowania opisaną wzorami (14) i (17).

#### Podsumowanie:

W jednowymiarowym modelu równania znacznie się upraszczają. Istotne jest jedynie równanie transportu i rów-

nanie ciągłości. Równanie szybkości ługowania przestaje być warunkiem brzegowym (wyjąwszy ługowanie bez izolacji stropu), a staje się członem źródłowym. Równanie pędu jest bez znaczenia, turbulencja zastąpiona jest warunkiem równowagi grawitacyjnej.

#### WNIOSKI KOŃCOWE

Szybkość ługowania jest zależna od stężenia medium ługującego, co jest w miarę dobrze rozpoznane, oraz od kąta nachylenia ługowanej powierzchni i temperatury, co nie jest rozpoznane w stopniu dostatecznym.

Można odnieść wrażenie, że nowsi badacze nie uczą się na błędach poprzedników ani gdy idzie o metodykę badań, ani przy analizie ich wyników. Albo też brak im zrozumienia istoty procesu ługowania.

To samo dotyczy prób konstruowania „pełnego” modelu procesu ługowania. Głównym czynnikiem determinującym sytuację w kawernie jest turbulencja, fluktuacyjne zawirowania wywołane brakiem równowagi grawitacyjnej w związku ze zróżnicowaniem stężenia. Wymuszony przepływ przez kawernę odgrywa rolę jedynie przy lewym obiegu, w strefie pomiędzy butami rur.

Wszelkie modele ługowania z hydrodynamiką 2D lub 3D bez opisu turbulencji są nieadekwatne, a ich wyniki najprawdopodobniej są artefaktami.

Ponieważ stężenie jest praktycznie jedynie funkcją głębokości i czasu, stan wewnątrz kawerny może być przybliżony modelem jednowymiarowym, w którym równanie Naviera-Stokesa jest bez znaczenia, a turbulencja zastąpiona warunkiem równowagi grawitacyjnej.

Dysponując opisem matematyczno-fizycznym procesu można przystąpić do jego implementacji w postaci programu komputerowego. Programom takim poświęcony będzie jeden z kolejnych artykułów niniejszej serii.

#### SUMMARY

The leaching process of the salt caverns includes the following physical phenomena:

- Passing of salt from rock salt to the solution (dissolving). During dissolving, the cavern wall moves, depending on its inclination and on the dissolving brine concentration,
- Transport of salt from the cavern wall vicinity to the brine deeper inward the cavern. This is caused by the molecular and turbulent diffusion overlapping advection of salt by the average flow through the cavern.
- Flow through the cavern resulting from water injection and brine production overlapped by flow caused by the phenomena of convection and turbulence connected with a diversified distribution of the concentration.

- Washing out, crushing up and peeling off insoluble additions to rock salt and filling the lower part of the cavern (sump) with them.

The first of the above processes is described by leaching rate formula. Both chemical kinetics and diffusion through turbulent boundary layer play some part in the dissolution, as leaching rate depends on inclination angle of leaching surface and on kind of the dissolved rock salt.

No common opinion about the shape of the leaching rate formula is achieved amongst different research groups. Dependence on concentration is well recognized. Fig. 1. presents different proposals to describe this dependence. Formula (11) developed by Saberian (Saberian 1984) and formula (14) developed in Chemkop (Urbańczyk 1990) fit the empirical results quite good.

Influence of inclination angle is indisputable, but its shape is hypothetical only. Fig. 2. shows results of tests performed in Chemkop, but fitted relation (16) describes probably nothing more but the laboratory results. Formula (15) of Saberian (Saberian 1984) has also some deficiencies, e.g. relation roof leaching rate to wall leaching rate is constant – 1.44, while it depends on the kind of the rock salt (Urbańczyk 1990, Charnavel et al. 2013b)

Formula applied at Chemkop (17) has three independent parameters – roof leaching rate, wall leaching rate and limiting dissolution angle. Fig. 3. presents variants of Chemkop formula for angular dependency of leaching rate coefficient compared with formulae of Saberian (15) and of Kulle and Korolev (12).

Temperature impact on leaching rate also is differently evaluated by different authors as it is presented on Fig. 4. Maybe it also depends on the kind of the rock salt.

It is unclear which part of variability is caused by true behavior of salt and which by differences in the research methodics. More research should be performed. It is important to keep the appropriate methodics, as described in (Urbańczyk 2015).

Transport of dissolved salt from the cavern wall inward the cavern is dominated by turbulent diffusion. It is caused by gravity forces everywhere where concentration gradient has other direction than gravitation. Turbulent diffusion must be strong if turbulent Peclet number is to balance Strouhal number. Numerical experiments showed that in the case of reduced gravitation enough to become flow within the cavern laminar, concentration inside the cavern drops to  $10^{-8}$  kg/m<sup>3</sup>. It is obvious, regarding the streamlines on Fig. 5. that without turbulent diffusion, there is no mechanism to transport salt crosswise the streamlines and brine concentration would be close to zero.

The flow through the cavern is dominated by turbulence effects. Any simplification of the flow equations e.g. linear-

ization, assumption of irrotational flow or sourceless flow would lead to spurious results if proper turbulence model was not included. Pressure distribution in the cavern is similar to static conditions. Concentration and density gradient is oriented towards the gravitation. The flow forced by water injection and brine uptake provides only a small correction to this distribution. Those are the reasons why correct complete mathematical and physical description of the leaching process is still ahead.

It is possible to distinguish several zones in the cavern zones, connected with the position of blanket and the tubing shoes as shown on Fig. 6.

① – zone protected by blanket, no leaching is possible here. ② – zone of turbulent mixing, above the injection level, brine concentration is nearly uniform and the lowest in the cavern, intensive leaching has place here, ③ – zone of brine stratification, only in reverse circulation between the tubing shoes, the deeper the higher brine concentration and slower leaching, brine layers are pushed down, to the production level, ④ – stagnation zone, brine concentration becomes close to saturated here, slight leaching is possible during saturating, falling down of the insolubles onto the cavern bottom causes slow brine flow upwards in this zone ⑤ – sump filled by insolubles, no leaching is possible here, the sump level (bottom of the empty space) goes up while insolubles settle.

In the above pattern, the concentration and the mean flow velocity are functions of single space variable, i.e. depth. Thus, it is possible to construct very simple model with transport and continuity equations. Leaching rate equation is source term here; turbulence is replaced by gravity equilibrium condition.

One can get the impression that younger researchers do not learn from mistakes of their predecessors. It concerns both methodic of leaching tests and interpretation of results. Essence of the leaching process is poorly understood. Contradictory equations or incorrect boundary conditions can be found in the published process descriptions.

With a physical and mathematical description of the process one can proceed to its implementation in the form of computer program.

#### LITERATURA/REFERENCES

- BENNEMA P. GILMER G.H., 1973. Kinetics of Crystal Growth. W zbiorze: *Crystal Growth: an Introduction*. Edit. by P. Hartman, North-Holland, Amsterdam, 1973.
- CHARNAVEL I., MEYBECK I., BUISSARD H., HERTZ E., 2006a. Variation of Salt Dissolution Rate with Temperature – Experimental Procedure and First Results, SMRI Technical Conference Paper, Brussels, May 2006.
- CHARNAVEL I., BUISSARD H., HERTZ E., 2006b. Variation of Dissolution Rate with Temperature – from Horizontal to Vertical, SMRI Technical Conference Paper, Rapid City, October 2006.

- DURIE R.W., JESSEN F.W., 1964. Mechanism of the Dissolution of Salt in the Formation of Underground Salt Cavities. *SPEJ* 4 (VI 1964): 183-190
- ENGVALL L., O'HERN T., LORD D., 2013. Experimental Characterization of Temperature Dependence of Salt Dissolution Rate. SMRI Technical Conference Paper, Lafayette, April 2013.
- HIEBLINGER J., KLEINITZ W., 1978. Die Numerische Simulation des Solprozesses – Erfahrungen und Möglichkeiten. *Fifth International Symposium on Salt*, Hannover, 1978, 2:2143
- КАРАТЫГИН Е.П., КУБЛАНОВ А.В., ПУСТЫЛЬНИКОВ Л.М., ЧАНЦЕВ В.П., 1994. Подземное растворение соляных залежей (проблемы, моделирование, управление). Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат.
- KRETZSCHMAR H.-J., HEIDENREICH H., 1978. Stromungsmechanisch-matematischen Solmodell für untertagige Lösungsprozesse. *Neue Bergbautechnik* 11 (1978): 94-99
- КУУЛЛЕ П. А., 1949. Разработка месторождений соли подземным выщелачиванием. Труды ВНИИГ в. 20.
- KUNSTMAN A., POBORSKA-MŁYNARSKA K., URBAŃCZYK K., 2004. Zarys otworowego górnictwa solnego. Wyd. AGH, Kraków
- KUNSTMAN A., POBORSKA-MŁYNARSKA K., URBAŃCZYK K., 2007. Solution mining in Salt Deposits. Wyd. AGH, Kraków.
- KUNSTMAN A.S., URBAŃCZYK K.M., 1990. Ubro – a Computer Model for Designing Salt Cavern Leaching Process – Developed at Chemkop, SMRI Meeting Paper, Paris October 1990.
- MANUALUL, 1956. Metode de exploatare a sari geme. *Manualul Inginerului de Mine*, IV Sect. XXIV. IV. Editura Technica, București.
- MEISTER S., HIEBLINGER J., KLEINITZ W., NOLEN J.S., VON HANTLEMAN G., 1978. Die numerische Simulation des Solprozesse. 24 DGMK Happtagung, 3 IX – 3 X 1978, Hamburg.
- NOLEN J.S., VON HANTLEMAN G., MEISTER S., KLEINITZ W., HIEBLINGER J., 1974. Numerical Simulation of the Solution Mining Process. European Spring Meeting of SPE(AIME) Amsterdam, May 1974.
- OLANDER D. R., MACHIELS A. J., BALOOCH M., YAGNIK S. K., 1982. Thermal Gradient Migration of Brine Inclusion in Synthetic Halite Single Crystals. *J. Appl. Phys.* 53, (1982), 669-681.
- RUSSO A. J., 1981. A solution mining code for studying axisymmetric salt cavern formation. Sandia Report SAND81-1231: 1-32
- RUSSO A. J., 1983. Solution Mining Calculations for Strategic Petroleum Reserve Caverns. *Proc. Sixth Salt Symposium* Toronto 1983, Vol. II, 101-109.
- SABERIAN A., 1983. A Dissolution/Temperature Relation for Vertical Salt Surfaces Dissolved in Saline Solutions. SMRI Research Report No: 83-0002-SMRI July 1983.
- SABERIAN A., 1984. SALGAS User's Manual, Volume 1 – Theories, Formulas & Program Description. SMRI Research Project Report No. 84-003-SMRI, 1984.
- SHARMA D., PRALONG P.-J., 1982. Prediction of Turbulent Mixed Convection Flows within Dissolution Generated Caverns. SMRI Meeting Paper, Manchester, October 1982
- SHTILKIND S., 2007. Computer simulation of salt cavern leaching process. *Annual of the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski"*, 50, Part II, Mining and Mineral processing.
- TRZASKA A., 1976. The Process of Borehole Mining of Salt. *Archiwum Górnictwa* 21 (4):24-38
- TRZASKA A., 1977. Formation of Chambers with Arbitrary Shapes in the Process of Borehole Mining of Salt. *Archiwum Górnictwa* 22 (2): 5-16
- URBAŃCZYK K.M., 1990. Szybkość ługowania soli kamiennej w funkcji stężenia roztworu ługującego, kąta nachylenia ługowanej powierzchni i temperatury procesu. *Górnictwo*, 14 (1):25–39.
- URBAŃCZYK K., 2015. Źródła wiedzy o procesie ługowania kavern solnych (Proces ługowania kavern solnych cz. I). *Przegląd Solny / Salt Review*, 2015, 11:32-43





# A quasi-stationary model of salt leaching

## *Quasi-stacjonarny model ługowania soli*

Jerzy Rybka, Kazimierz Urbańczyk

Ośrodek Badawczo-Rozwojowy Górnictwa Surowców Chemicznych „CHEMKOP” Sp. z o.o.,  
ul. Wybickiego 7, 31-261 Kraków, jerzy.rybka@gmail.com; kazeku@poczta.onet.pl

### ABSTRACT

In classical models of the cavern leaching process, brine concentration is determined by calculating the increase (or decrease) of concentration in successive time-steps, based on the salt balance. In a quasi-stationary model it is assumed that changes in brine concentration are negligible in the balance. Consequently, a concentration needs to be found at which the leaching rate allows temporary concentration stability to be achieved.

Here, both types of models are compared, using the simplest case possible, namely the beginning of initial cut leaching by the method of direct water and brine circulation with an isolated cavern roof.

In the case of cylindrical shape of the cavern, both models are compatible. The quasi-stationary model does not take into account the leaching history, as it determines its variable asymptote rather than the brine concentration itself. In the case considered, the formula of the quasi-stationary model is so simple that calculations can be made using an MS Excel spreadsheet. However, in the general case, the algorithm of the quasi-stationary model is much more complicated than that of the classical model, especially if the cavern shape is complex and the method of reverse circulation is applied during the cavern leaching process.

**Key words:** leaching process modelling, solution mining, rock salt

### STRESZCZENIE

W klasycznych modelach procesu ługowania kawern stężenie solanki wyznacza się przez obliczenie jego przyrostu (lub spadku) w kolejnych krokach czasowych na podstawie bilansu soli. W quasi-stacjonarnym modelu zakłada się, że

przyrost stężenia jest pomijalny i wyznacza się takie stężenie, przy którym szybkość ługowania zapewnia chwilową stacjonarność stężenia.

Oba modele są tu porównane na najprostszym przypadku – początku ługowania wrębu, w prawym obiegu wody i solanki oraz z izolacją stropu. Oba modele są zgodne, dopóki kształt kawerny jest walcem. Model quasi-stacjonarny nie bierze pod uwagę historii ługowania i nie tyle wyznacza stężenie, ile jego zmienną asymptotę. W rozpatrywanym przypadku formuła quasi-stacjonarnego modelu jest tak prosta, że obliczenia można wykonać w arkuszu MS Excela. W ogólnym przypadku algorytm modelu jest dużo bardziej skomplikowany niż w modelach klasycznych, zwłaszcza gdy kształt kawerny nie jest prosty i stosuje się obieg lewy.

**Słowa kluczowe:** modelowanie procesu ługowania, eksploatacja otworowa, sól kamienna

### INTRODUCTION

Computer simulation of the leaching process is presently the standard way of designing new caverns. The basic elements of the respective computer model include various salt balances in each cavern zone which constitute the basis for determining the distribution of salt concentration in the cavern brine. In classical models, the concentration changes in subsequent time steps result from salt balances (Russo 1981, Saberian 1984, Kunstman, Urbańczyk 1990, 1994, 2000). Based on the initial concentration distribution, the leaching rate and the displacement of cavern walls are determined. Then, using the transport equation and salt balances, the distribution of brine concentration is determined at the end of a given time step, and that result is adopted as the initial brine distribution parameter for a subsequent time step.

It is possible to model this process in a different manner, namely by assuming that changes in brine concentration at each time step can be neglected. The remaining terms of the balance equation create stationary condition, brine concentration can then be calculated.

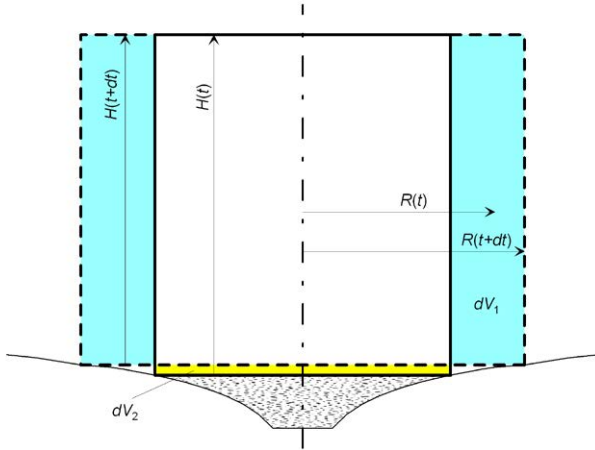
The model which assumes no change in brine concentration during a time step is a quasi-stationary model. In this paper, results of such a quasi-stationary model will be compared with those of the classical model, using as an example one of the simplest cases: the beginning of the initial cut leaching by direct water and brine circulation, with an isolated cavern roof.

#### THE QUASI-STATIONARY MODEL IN THE SIMPLEST CASE

To illustrate the operation of the quasi-stationary model against that of the classical model, the simplest case of the salt balance will be used, namely that of initial cut leaching by direct water and brine circulation, with an isolated cavern roof.

The cavern shape is cylindrical, the roof is isolated and is not relocated, the side walls are leached, and the cavern bottom becomes covered by insoluble material and rises, reducing the height of the cavern. It is assumed that brine in the cavern is continuously mixing and that its concentration inside the cavern is uniform.

Such a situation is illustrated in Fig.1.



**Fig. 1.** Diagram of cavern development in a single time step at the initial phase of initial cut leaching.

**Ryc. 1.** Schemat rozwoju kawerny w pojedynczym kroku czasowym w początkowej fazie ługowania wrębu.

In the classical model, the salt balance equation which defines the brine concentration compares the amount of salt found in the cavern at the end of a time step to the amount of salt found at the beginning of this time step, increased by the amount of leached salt and reduced by the salt extracted from the cavern and by salt remaining in the brine, in the insoluble parts that have settled at the bottom of the cavern (in the sump). The salt balance equation then has the following form:

$$V(t+dt)C(t+dt) = V(t)C(t) + dV_1 \rho(1-p_n) - dV_2 n C(t') - Q C(t') dt \quad (1)$$

Where:

$C$  – brine concentration [kg/m<sup>3</sup>]

$n$  – sump porosity

$p_n$  – insoluble content of the rock salt [-]

$Q$  – brine production rate in the cavern [m<sup>3</sup>/s]

$t$  – time [s]

$t'$  – a moment within a time interval  $\langle t, t+dt \rangle$ , for a typical explicit scheme  $t' = t$

$V$  – volume [m<sup>3</sup>]

$dV_1$  – cavern volume increase, due to leaching [m<sup>3</sup>]

$dV_2$  – cavern volume decrease, due to insoluble material being deposited at the bottom of the cavern [m<sup>3</sup>]

$\rho$  – salt rock density [kg/m<sup>3</sup>]

$$V(t+dt) = V(t) + dV_1 - dV_2 \quad (2)$$

$$C(t+dt) = C(t) + dC \quad (3)$$

Integrating expressions (2) and (3) within expression (1), and neglecting second-order terms, one arrives at:

$$V(t)C(t) + C(t)dV_1 - C(t)dV_2 + V(t)dC = V(t)C(t) + dV_1 \rho(1-p_n) - dV_2 n C(t) - Q C(t) dt \quad (4)$$

It is further assumed that all time-dependent variables have been taken at time  $t$ , unless a different time is explicitly mentioned.

The sump volume is related to the newly leached volume in proportion to the insoluble matter content in rock salt.

$$(1-n)dV_2 = p_n dV_1 \quad (5)$$

The salt balance can now be expressed as follows:

$$dC = \left( \frac{\rho}{C} - 1 \right) (1-p_n) C \frac{dV_1}{V} - \frac{QC}{V} dt \quad (6)$$

In the case under consideration, the following expressions can be applied:

$$V = \pi R^2 H \quad (7)$$

$$dV_1 = 2\pi R H k \frac{(C_N - C)^{1.5} C_N^{0.5}}{C_{N,20}^2} dt \quad (8)$$

Where:

$R$  – cylindrical cavern radius [m]

$H$  – cavern height [m] between the isolated roof and the rising sump

$k$  – leaching rate coefficient [m/s]

$C_N$  – saturation value of brine concentration [kg/m<sup>3</sup>]

$C_{N,20}$  – saturation value of concentration at the temperature of 20°C

Finally:

$$dC = \left(\frac{\rho}{C} - 1\right)(1 - p_N) \frac{2}{R} k \frac{(C_N - C)^{1.5} C_N^{0.5}}{C_{N,20}^2} C dt - \frac{QC}{\pi R^2 H} dt \quad (9)$$

The change of brine concentration during a single time step can now be calculated using the above formula (9) which describes the manner in which the classical model operates.

The brine concentration increase given by equation (9) can be a small difference between two much larger quantities, thus being prone to disturbances. In the quasi-stationary model, we assume that  $dC$  can be neglected and thus the balance equation becomes the stationary condition:

$$\left(\frac{\rho}{C} - 1\right)(1 - p_N) \frac{2}{R} k \frac{(C_N - C)^{1.5} C_N^{0.5}}{C_{N,20}^2} - \frac{Q}{\pi R^2 H} = 0 \quad (10)$$

The brine concentration is derived from the leaching rate and can be iterated as follows:

$$C_{i+1} = \left( \frac{1}{C_N} + \left( \frac{Q}{2\pi HRk(1-p_N)(\rho-C_i)} \right)^{2/3} C_i^{1/3} \left( \frac{C_{N,20}}{C_N} \right)^{4/3} \right)^{-1} \quad (11)$$

Formula (11) is simple enough to be evaluated using a MS Excel spreadsheet.

Generally, in a quasi-stationary model, the time step is realised as follows. Based on the cavern shape and the injection rate, a stationary condition is obtained. Thus, a leaching rate must be selected which satisfies that stationary condition. Consequently, the brine concentration is needed which will give the appropriate leaching rate. Once that leaching rate is obtained, a new cavern shape can be determined at the end of the given time step and a new stationary condition is obtained (cf. Fig. 2.).

#### COMPARISON BETWEEN QUASI-STATIONARY AND CLASSICAL MODELS

To compare results of quasi-stationary and classical models, the following case has been considered:

Initial height of the leached interval	20 m
Initial radius	0.2 m
Insoluble part content	3%
Porosity of the sump section,	33%
corresponding to the loosening factor	1.5
Horizontal leaching rate at 20°C	10.135 mm/h
(with fresh water)	= 2.815 × 10 <sup>-6</sup> m/s
Cavern temperature	19.5°C
Horizontal leaching rate at 19.5°C	10.00 mm/h
	= 2.778 × 10 <sup>-6</sup> m/s
Brine concentration at 19.5°C	320 kg/m <sup>3</sup>
Limiting dissolution angle	15°
Rock salt density	2,155 kg/m <sup>3</sup>

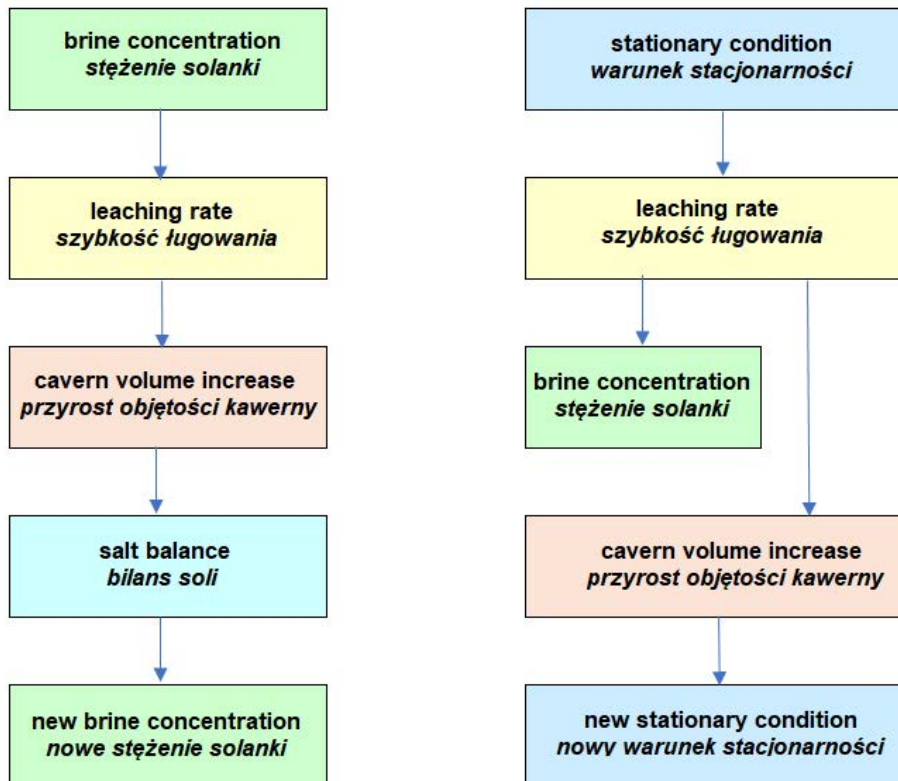


Fig. 2. Time-step diagrams in a classical model (left) and a quasi-stationary model (right).

Ryc. 2. Schematy kroków czasowych w modelu klasycznym (po lewej) i quasi-stacjonarnym (po prawej).



Quasi-stationary modelling began with a one-minute time step. Subsequent timing of steps was determined depending on the changes of concentration:

$$dt_{i+1} = dt_i \frac{0,1}{|C_i - C_{i-1}|}$$

Additionally, two limits were introduced:

- time step limit:  $dt \leq 5$  days
- limit connected with the limiting inclination angle:

$$\frac{H_i - H_{i+1}}{R_{i+1} - R_i} \geq \text{tg}15^\circ$$

Classical modelling was carried out using the WinUbro-Net software, with a depth approximation step of 0.2 m and a time step limit of  $dt \leq 1$  hour.

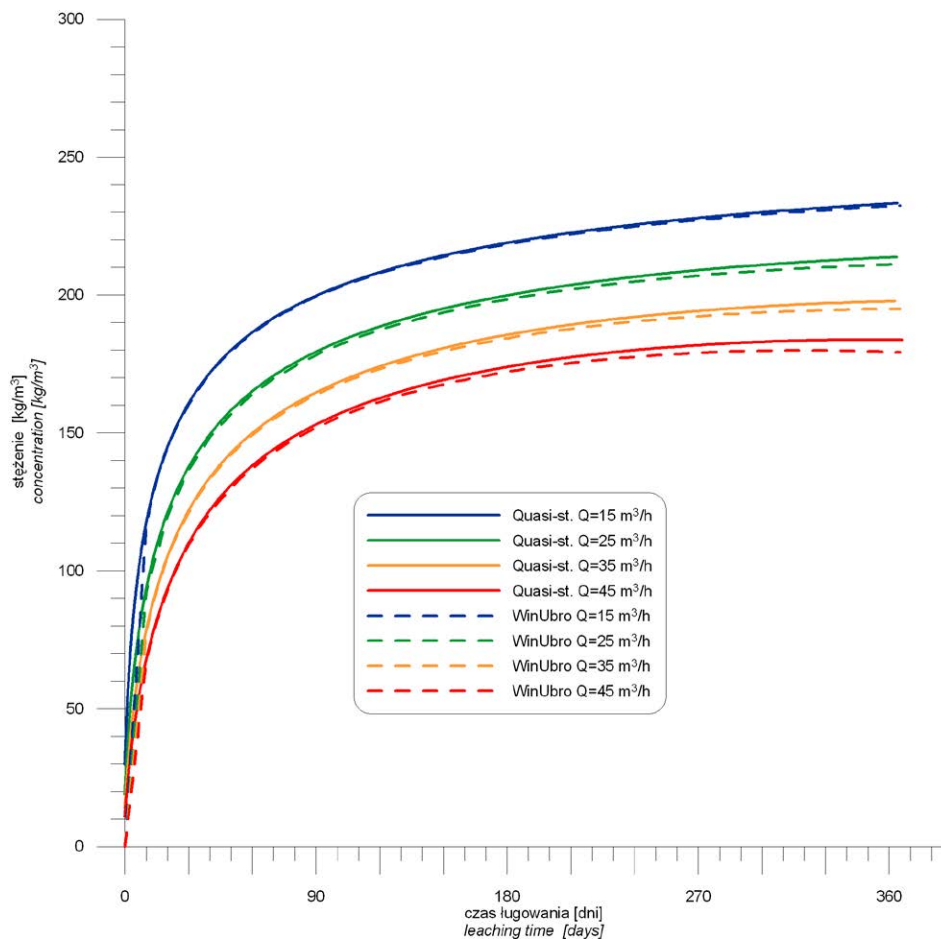
In the comparison of brine concentration dependences (Fig. 3.), one may note discrepancies between results of the two models – over the initial and late leaching times. Over the initial leaching times these are due to differences in the initial brine concentrations applied in each model. In the WinUbro model, the initial brine concentration was  $290 \text{ kg/m}^3$ , while in the quasi-stationary model it was  $11\text{-}30 \text{ kg/m}^3$ , depending on

the brine production rate, at  $H=20 \text{ m}$  and  $R=0,2 \text{ m}$ . However, this discrepancy quickly disappears, as the volume of the initial borehole is small, and its effect on brine concentration is only temporary.

At extended leaching times, above some 50 days, the discrepancy between model results rises systematically with time. This is caused by the cylindrical cavern shape adopted in the quasi-stationary model. As the sump inclination reaches the limiting dissolution angle, the sump level rises more rapidly than due to the amount of insoluble material, resulting in the cavern volume calculation becoming too low in the quasi-stationary model. This is clearly seen in the cavern volume development graph (Fig. 4.). It also suggests that the conical zone of the cavern, neglected in steps (7) and (11), should be taken into account.

Other features of the quasi-stationary model become apparent as the injection rate is varied (Fig. 5.).

In the results of the quasi-stationary model, brine concentration rises immediately after a new injection, while in the actual leaching process its rise is more gradual. This shows that the quasi-stationary model determines the asymptote of brine concentration rather than its actual course - leaching history is not taken into account in the quasi-stationary model. In fact, every large change of the injection rate was followed



**Fig. 3.** Comparison of quasi-stationary and classical models: brine concentration.

**Ryc. 3.** Porównanie modeli quasi-stacjonarnego i klasycznego: stężenie solanki.

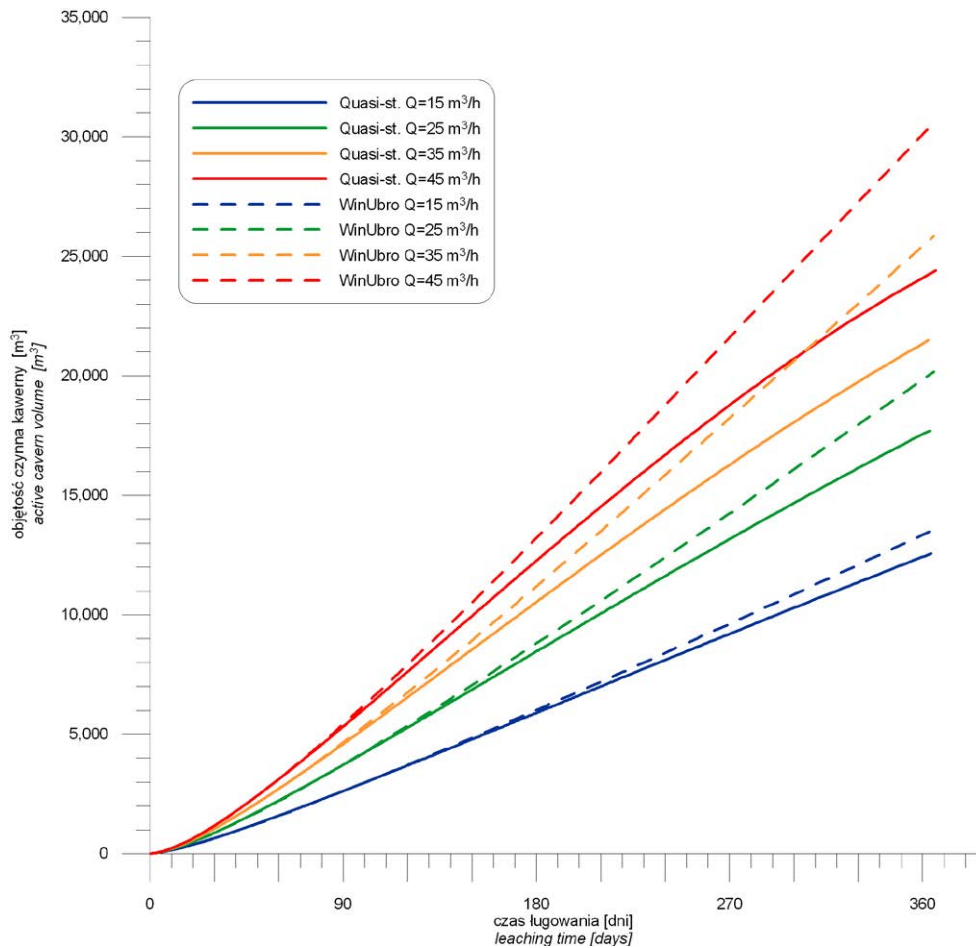


Fig. 4. Comparison of quasi-stationary and classical models: cavern volume development.

Ryc. 4. Porównanie modeli quasi-stacjonarnego i klasycznego: rozwój objętości kawerny.

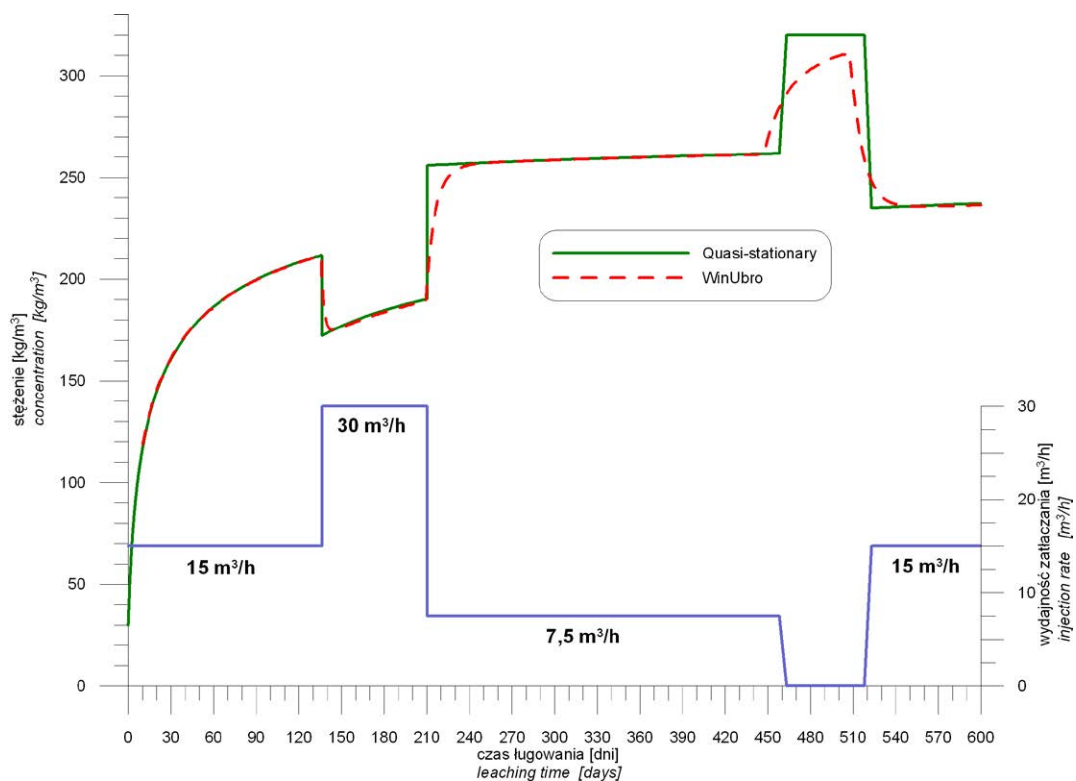


Fig. 5. Comparison of quasi-stationary and classical models: brine concentration at varied injection rates.

Ryc. 5. Porównanie modeli quasi-stacjonarnego i klasycznego: – stężenie solanki przy zmiennym zatlaczaniu.

by a period of process instability, which required the introduction of correction factors over these non-stationary periods.

#### A QUASI-STATIONARY MODEL IN THE GENERAL CASE

The problems observed within the quasi-stationary model concerning non-stationary periods and non-cylindrical cavern shapes could be resolved rather easily. Quasi-stationary models can also be built for more complicated cases, e.g. if the internal tubing shoe is several meters above the sump, or for the zone below the internal tubing shoe or cavern slice between the tubing shoes in reverse circulation, etc. Equations similar to equations (10) and (11) can be readily derived for such cases.

However, in the general case, the above-described quasi-stationary model, could work in a manner similar to the Sansmic (Russo 1981, Kunstman, Urbańczyk 2000) or Salgas (Saberian 1984, Kunstman, Urbańczyk 2000) models where the approximation of the cavern contour is closely connected with the division of the cavern into cells (slices). It is an open problem, however, how to combine the quasi-stationary algorithm with cavern wall displacement independently of division of cavern volume into cells, as implemented in WinUbro (Kunstman, Urbańczyk 1990, 1994). Difficulties arise especially between the tubing shoes in reverse circulation, where wall inclination changes, or where the "old flat roof" moves upward from one zone to another.

Such problems could possibly be solved by applying iteration routines. Yet iterations are also required to derive brine concentration from the stationary condition. Thus, even if such iterations were implemented, the quasi-stationary model calculation would be much slower than the classical one.

On the other hand, the quasi-stationary model should be less prone to numerical disturbances than the classical model, where changes in concentration in the balance equation are numerically small differences between two much larger quantities. Fortunately, it is the negative feedback that keeps the classical model close to equilibrium, because any increase of brine concentration causes a decrease of the leaching rate. At most, in some cases, poor accuracy of numeric calculations may lead to some fluctuations. The quasi-stationary model is expected to be more stable

It is difficult to conclude whether the quasi-stationary model would find any future practical application or whether it will remain a subject of purely theoretical interest.

#### SUMMARY

The quasi-stationary model uses the same equations as the classical models, but in a different manner. In the former case, an additional assumption is made that brine concentration changes very slowly and thus the concentration change can be neglected in the salt balance equation, which thus turns into

a stationary condition. Then, a leaching rate is found which satisfies this condition, and next the brine concentration leading to this leaching rate. The specific leaching rate produces a new cavern shape and a new stationary condition is reached.

The simplest case, the beginning of initial cut leaching by direct water and brine circulation, with isolated cavern roof, was selected to compare results of the quasi-stationary model with those of the classical model (WinUbroNet). The results from either model were quite similar for that case. However, differences arose at the beginning of the leaching process which quickly disappeared, caused by the high brine concentration in the borehole before the start of the leaching operation. The quasi-stationary model did not take into account the leaching history. Also differences were apparent at later stages, after some tens of days, increasing with time, due to the shape of the cavern not remaining cylindrical at those stages.

Transient non-stationary periods, handled differently by these models, also appeared at times at which the injection rate was significantly changed.

One could derive a quasi-stationary model for more complex cases and cavern shapes and find corrections to handle the non-stationary periods. However, an open issue is how to combine the quasi-stationary algorithm with cavern wall displacement independently of division of cavern volume into cells. Iterative routines could be a possible solution, in addition to those required to derive brine concentration from the stationary condition. Thus, even if implemented in such iterative manner, the quasi-stationary model would be much slower than the classical model. On the other hand, the stability of the quasi-stationary model is expected to be higher.

It is difficult to conclude whether the quasi-stationary model would find any future practical application or whether it will remain a subject of purely theoretical interest.

#### PODSUMOWANIE

Obecnie standardem jest projektowanie nowych modeli w oparciu o symulację komputerową. Jednym z podstawowych elementów komputerowego modelu ługowania kawerny są bilanse soli w różnych strefach kawerny, na których podstawie wyznacza się rozkład stężenia solanki w kawernie. Na podstawie początkowego rozkładu stężenia wyznacza się szybkość ługowania i postęp ociosu kawerny. Następnie na podstawie równań transportu i bilansu soli wyznacza się rozkład stężenia na koniec kroku czasowego czyli na początek następnego kroku czasowego.

Można skonstruować model inaczej, zakładając, że zmiana stężenia w kroku czasowym jest do pominięcia i z pozostałych wyrazów bilansu odwickać stężenie. Taki model, w którym w każdym kroku przyjmuje się stałość stężenia, jest modelem quasi-stacjonarnym.



Dla zilustrowania tej metody zostanie tu użyty najprostszy przypadek bilansu soli – w początkowej fazie ługowania wrębu obiegiem prawym, z izolacją stropu.

Kawerna jest walcem, jej strop jest izolowany i nie przemieszcza się, jej ocios jest rozługowywany, jej spąg ulega zasypywaniu, skracając przez to wysokość ociosu.

Zakłada się, że solanka w kawernie ulega nieustannemu mieszaniu i stężenie w niej jest w każdym miejscu jednako-  
we. Sytuację przedstawia Ryc. 1.

Równanie bilansu, opisujące zmianę stężenia w pojedyn-  
czym kroku czasowym ma postać:

$$dC = \left(\frac{\rho}{C} - 1\right)(1 - p_N) \frac{2}{R} k \frac{(C_N - C)^{1.5} C_N^{0.5}}{C_{N,20}^2} C dt - \frac{QC}{\pi R^2 H} dt \quad (9)$$

gdzie:

$C$  – stężenie [kg/m<sup>3</sup>]

$C_N$  – stężenie nasycenia [kg/m<sup>3</sup>]

$C_{N,20}$  – stężenie nasycenia w temperaturze 20°C

$H$  – wysokość kawerny [m] pomiędzy izolowanym stro-  
pem a narastającym zasypem

$k$  – współczynnik szybkości ługowania [m/s]

$n$  – porowatość rżypia (zasypu)

$p_n$  – udział części nierozpuszczalnych w skale solnej [-]

$Q$  – wydajność produkcji solanki z kawerny [m<sup>3</sup>/s]

$R$  – promień walcowej kawerny [m]

$t$  – czas [s]

$\rho$  – gęstość skały solnej [kg/m<sup>3</sup>]

W modelu quasi-stacjonarnym przyjmuje się, że  $dC$  jest  
do zaniedbania i stężenie odwołuje się z równania:

$$\left(\frac{\rho}{C} - 1\right)(1 - p_N) \frac{2}{R} k \frac{(C_N - C)^{1.5} C_N^{0.5}}{C_{N,20}^2} - \frac{Q}{\pi R^2 H} = 0 \quad (10)$$

Zdaniem autorów, najlepiej jest iterować następująco:

$$C_{i+1} = \left[ \frac{1}{C_N} + \left( \frac{Q}{2\pi HRk(1 - p_N)(\rho - C_i)} \right)^{\frac{2}{3}} C_i^{\frac{1}{3}} \left( \frac{C_{N,30}}{C_N} \right)^{\frac{4}{3}} \right]^{-1} \quad (11)$$

Mając początkowy kształt kawerny i wydajność, kon-  
struuje się warunek stacjonarności i wyznacza stężenie, przy  
którym warunek ten jest spełniony. Z tego wynika szybkość  
ługowania i zmiana kształtu kawerny w kroku czasowym  
oraz nowy warunek stacjonarności po kroku czasowym (por.  
Ryc. 2).

Dla celów porównania rozpatrzono następujący przypa-  
dek:

wysokość początkowa wrębu	20 m
początkowy promień	0,2 m
udział części nierozpuszczalnych	3%
porowatość części osiadających w rżypiu	33%
co odpowiada współczynnikowi rozluźnienia	1,5

szybkość ługowania bocznego przy 20°C	10,135 mm/h
(dla wody czystej)	= 2,815×10 <sup>-6</sup> m/s
temperatura w kawernie	19,5°C
szybkość ługowania bocznego przy 19,5°C	10,00 mm/h
	= 2,778×10 <sup>-6</sup> m/s
stężenie nasycenia w temperaturze 19,5°C	320 kg/m <sup>3</sup> .
graniczny kąt ługowania	15°
gęstość skały solnej	2.155 kg/m <sup>3</sup>

Modelowanie quasi-stacjonarne rozpoczęto krokiem cza-  
sowym 1 min., a dalsze kroki wyznaczano w zależności od  
zmian stężenia:

$$dt_{i+1} = dt_i \frac{0,1}{|C_i - C_{i-1}|}$$

jednak wprowadzając ograniczenie:  $dt \leq 5$  dni

oraz dodatkowe ograniczenie związane z kątem granicz-  
nym:

$$\frac{H_i - H_{i+1}}{R_{i+1} - R_i} \geq \text{tg} 15^\circ$$

Modelowanie klasyczne wykonano programem WinUbro-  
Net, stosując aproksymację głębokości krokiem 0,2 m i ogra-  
niczenie kroku czasowego  $dt \leq 1$  godz

Wyniki przedstawiają Ryc. 3 i Ryc. 4. Widać dwie różni-  
ce w wynikach. Pierwsza, na początku, wynikająca z innego  
stężenia początkowego – dla WinUbro 290 kg/m<sup>3</sup>, dla mode-  
lu quasi-stacjonarnego 11-30 kg/m<sup>3</sup>, zależnie od wydajności  
(quasi-stacjonarne dla H=20 m i R=0,2 m. Druga różnica po-  
jawia się po kilkudziesięciu dniach, gdy założenie, że kawer-  
na ma kształt walca przestaje być słuszne.

Model quasi-stacjonarny, sformułowany powyżej, nie bie-  
rze pod uwagę historii ługowania i faktu, że po każdej zmia-  
nie wydajności, następują okresy niestacjonarne. Widać je na  
Ryc. 5., gdzie zamodelowano ługowanie wrębu ze zmienną  
wydajnością.

Problem z niecylicydrznością kształtu i okresami niesta-  
cjonarnymi można łatwo rozwiązać. Jednak otwartym pro-  
blemem pozostaje, jak połączyć quasi-stacjonarny algorytm  
z przemieszczaniem ociosu kawerny niezależnym od podzia-  
łu na strefy bilansowe. Zwłaszcza problemem jest zmiana  
kąta nachylenia ociosu i przechodzenie byłego stropu z jednej  
strefy do drugiej. Można próbować rozwiązać ten problem  
poprzez iteracje, ale taki program będzie liczył dosyć wolno,  
w porównaniu z klasycznym.

Model quasi-stacjonarny jest natomiast mniej podatny na  
numeryczne zakłócenia niż model klasyczny, w którym przy-  
rost stężenia bywa małą różnicą dwóch dużych wielkości.

Obecnie trudno przewidzieć, czy model quasi-stacjonarny  
znajdzie praktyczne zastosowanie, czy pozostanie ciekawost-  
ką teoretyczną.

REFERENCES / *LITERATURA*

- KUNSTMAN A.S., URBAŃCZYK K.M., 1990: UBRO A Computer Model for Designing Salt Caverns Leaching Process Developed at CHEMKOP. *SMRI Meeting Paper*, Paris October 1990.
- KUNSTMAN A.S., URBAŃCZYK K.M., 1994: The new UBRO version – leaching simulation code for asymmetrical caverns – result of applying to a Mogilno gas cavern. *SMRI Meeting Paper*, Hannover, September 1994: 451-486
- KUNSTMAN A.S., URBAŃCZYK K.M., 2000: Computer Models of the Salt Cavern Leaching Process – Evolution Over the Last 35 Years. *8<sup>th</sup> World Salt Symposium*, V. 1, p. 279, Elsevier Ed.
- RUSSO A.J., 1981: A solution mining code for studying axisymmetric salt cavern formation. *Sandia Report SAND81-1231*: 1-32.
- SABERIAN A., 1984: SALGAS User's Manual, Volume 1 – Theories, Formulas & Program Description. *SMRI Research Project Report* No. 84-003-S.



# Rozwój sedymentacji utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze rowu mazursko-lubelskiego (SE Polska)

## *Development of Zechstein evaporites deposition in the area of Mazovia-Lublin Graben (SE Poland)*

Grzegorz CZAPOWSKI<sup>1</sup>, Jacek CHEŁMIŃSKI, Zbigniew MAŁOLEPSZY, Łukasz NOWACKI

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4,  
00-975 Warszawa; <sup>1</sup>e-mail: grzegorz.czapowski@pgi.gov.pl

### STRESZCZENIE

Utwory ewaporatowe (siarczany i sole kamienne) cyklotemów PZ1, PZ2 i PZ3 cechsztynu występują w NW części rowu mazursko-lubelskiego (SE Polska), dla którego skonstruowano w latach 2012-2016. model 3D budowy geologicznej. Dostępne dane z otworów wiertniczych (karotaże, opisy rdzeni wiertniczych i prób okruchowych) pozwoliły ustalić warunki (głębokość, miąższość) i przypuszczalny zasięg występowania tych utworów oraz wyróżnić 8 typów facjalnych, reprezentujących różne środowiska depozycji. Opracowane mapy rozmieszczenia poszczególnych typów facji dla każdego z ewaporatowych wydzieleni litostratygraficznych oraz 3D wizualizacje rozmieszczenia głównych komponentów litologiczno-facjalnych wymienionych cyklotemów umożliwiły przedstawienie zmian środowisk depozycji w kolejnych cyklach cechsztynu w tej części rowu mazowiecko-lubelskiego.

**Słowa kluczowe:** ewaporaty, cechsztyln, model 3D, rów mazursko-lubelski, SE Polska

### ABSTRACT

Evaporites (sulphates and halites) of Zechstein PZ1, PZ2 and PZ3 cyclothemes occur in the NW part of Mazovia-Lublin Graben (SE Poland), for which the 3D model of geological structure was created in 2012-2016. Available geological data from boreholes (well logs and descriptions of cores and crushed rock samples) enabled to precise the occurrence parameters (depth and thickness) and the supposed extent of studied evaporites as well as to define 8 facies types, represented various depositional settings. Several maps, illustrat-

ing facies distribution of each evaporitic lithostratigraphic unit, supported with 3D images of main lithological-facies components of mentioned cyclothemes allowed to comment the environmental changes in the Mazovia-Lublin Graben area during evaporitic periods of studied cyclotheme successions.

**Key words:** evaporites, Zechstein, 3D model, Mazovia-Lublin Graben, SE Poland

### WSTĘP

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB) od wielu lat realizuje zaawansowane projekty badawcze, których celem jest wizualizacja przestrzenna złożonych struktur geologicznych w oparciu o komputerowe modele 3D. Do jednego z najambitniejszych należał projekt budowy modelu 3D obszaru basenu lubelskiego/rowu mazowiecko-lubelskiego (RM-L), regionalnej jednostki strukturalnej, zawierającej w swoim profilu geologicznym cenne kopaliny energetyczne np. węgiel kamienny czy przypuszczalne niekonwencjonalne wystąpienia węglowodorów. Projekt ten, realizowany w latach 2012-2016 przez zespół pracowników merytorycznych i informatyków PIG-PIB, zaowocował zbudowaniem modelu przestrzennego tego basenu, ukazującego przestrzenne relacje w obrębie basenu od stropu jego podłoża (prekambr) do powierzchni teren (neogen), uwzględniające różne ich cechy np. wiek, litologię, fację, sekwencje depozycyjne itp. oraz najważniejsze struktury tektoniczne.

Badany obszar zlokalizowany jest na SE skraju wielkiego cechsztyńskiego basenu sedymentacyjnego w Europie (Ryc. 1A). Jego podłożem są utwory dewonu i karbonu uformo-



wane w basenie lubelskim, który po ruchach waryscyjskich został przebudowany w rów mazowiecko-lubelski (Żelichowski, Kozłowski, 1983). Granicami geologicznymi rowu są (Ryc. 1B): uskok Kocka od NE, uskoki Kazimierz–Ursynów i Izbica–Zamość od SW, uskok Grójca od NW, zaś jego granicę wschodnią wyznacza granica państwa (Żeleźniewicz i in., 2011). Obszar projektu wykreowania modelu 3D dla struktury tektonicznej, ewoluującej w młodszym paleozoiku od basenu lubelskiego do rowu mazowiecko-lubelskiego, wpisany jest w czworobok z wierzchołkami o następujących współrzędnych geograficznych: 21,482 E – 52,250 N; 24,239 E – 50,988 N; 24,031 E – 50,063 N; 20,749 E – 51,757 N.

Model 3D basenu lubelskiego/rowu mazowiecko-lubelskiego skonstruowano na podstawie wszystkich (dobrej jakości) danych sejsmicznych i otworowych, przy wykorzystaniu wyników interpretacji map i modeli grawimetrycznych oraz magnetycznych. W modelu zastosowano podział stratygraficzny z dokładnością do granic między oddziałami a dodatkowo w obrębie jury, kredy, karbonu oraz dewonu wydzielone zostały piętra (Chelmiński i in., 2014). W częściach modelu, gdzie zasób danych był niewystarczający lub informacje były niewiarygodne bądź niskiej jakości, granice wydzielono w oparciu o regionalne trendy geologiczne. Model strukturalny uwzględnia główne strefy uskokowe, umożliwiając tym samym korelacje przestrzennie pomiędzy profilami sejsmicznymi (Krzywiec, 2007; Narkiewicz i in., 2007) Na podstawie modelu strukturalnego utworzone zostały modele litologiczne zaś dla wybranych wydziałów – litofacjalne. Modele litofacjalne opracowano dla obszarów o dostatecznej ilości i jakości danych. Pozioma rozdzielczość modelu była uwarunkowana zagęszczeniem danych sejsmicznych, co miało bezpośrednie przełożenie na stopień dokładności rozpoznania budowy geologicznej.

Utworzony w ramach realizacji projektu model numeryczny basenu może stanowić podstawę dla planowania i zarządzania różnymi formami działalności gospodarczej w przestrzeni podziemnej oraz przewidywania skutków tej działalności dla środowiska. Model lub jego fragmenty udostępnione dla podmiotów administracji lokalnej oraz wojewódzkiej mogą również posłużyć do optymalizacji procesu podejmowania decyzji np. analiz efektywności różnych form gospodarowania lub szacowania skutków działalności gospodarczej na środowisko naturalne. Dodatkowo model w podziale na bloki koncesyjne może być wykorzystywany przez koncesjonobiorców w dziedzinach: surowców energetycznych, podziemnych zbiorników i składowisk w strukturach geologicznych. Uzyskane wyniki, obrazujące wglębną budowę obszaru basenu lubelskiego/rowu mazowiecko-lubelskiego są bardzo obiecujące, a w wielu elementach bardziej wiarygodne niż wcześniej stosowane techniki ilościowego kartowania wglębnego.

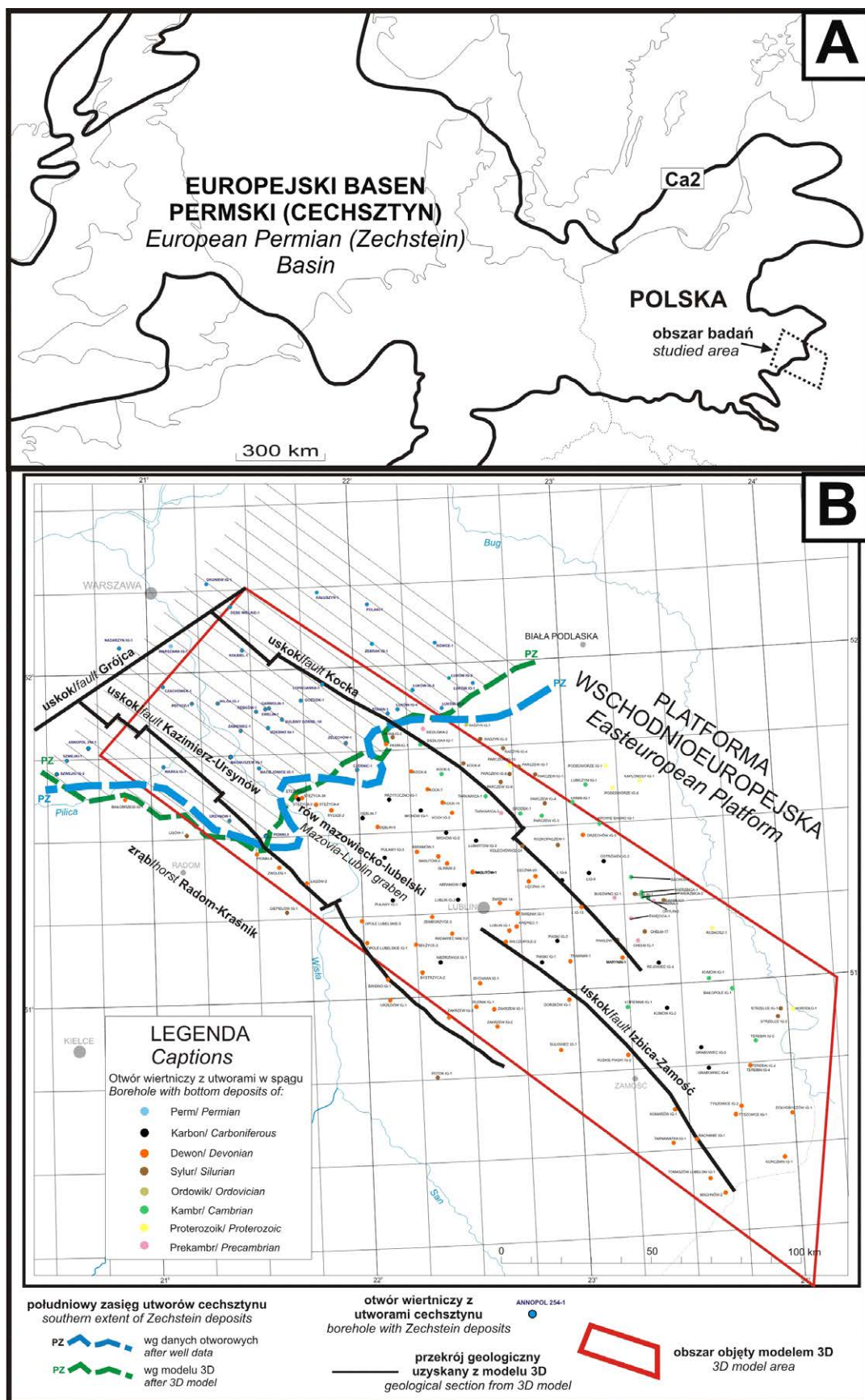
Jednym z elementów składowych budowy tego modelu są utwory późnego permu (cechsztynu), występujące w NW części rowu mazowiecko-lubelskiego (np. Depowski, 1978; Żelichowski, Kozłowski, 1983) i reprezentujące różnicowaną sukcesję tego piętra, odbiegającą od profilu znanego z centrum Niżu Polskiego (Wagner, 1994). W niniejszej pracy skupiono się na charakterystyce wykształcenia i ewolucji środowisk depozycji utworów ewaporatowych (soli kamiennej i siarczanów) cechsztynu, stanowiących istotny miąższościowo komponent całej sukcesji cechsztyńskiej, której bardziej Pełna analiza utworów cechsztyńskich, uwzględniająca osady węglanowe i klastyczne, zostanie przedstawiona w innej publikacji.

#### DANE GEOLOGICZNE WYKORZYSTANE W BUDOWIE MODELU 3D

Podstawowymi informacjami niezbędnymi do skonstruowania modelu 3D basenu lubelskiego/rowu mazowiecko-lubelskiego były dane uzyskane z profili wykonanych w jego obrębie i najbliższym otoczeniu otworów wiertniczych. Utwory cechsztynu zostały stwierdzone 37 otworach, skupionych w NW części basenu i wyznaczają one prawdopodobny obecny SE zasięg tego piętra na obszarze Polski (Ryc. 1). Na obszarze objętym modelem zlokalizowane są 23 otwory, zaś w jego najbliższym otoczeniu – kolejne 14 otworów wiertniczych. Otwory te wytypowano w oparciu o profile stratygraficzne, umieszczone w Centralnej Bazie Danych Geologicznych (CBDG) Narodowego Archiwum Geologicznego (NAG) PIG-PIB. Otwory zlokalizowane poza obszarem objętym modelem 3D to: Szwejki-1, Szwejki IG-3, Annapol 254-1, Nadarzyn IG-1, Warszawa IG-1, Okuniew IG-1, Kałuszyn-1, Polanki-1, Żebrak IG-1, Rówce-1, Łuków IG-1, Łuków IG-2, Łuków IG-3 i Łuków IG-5.

Do bazy danych konstruowanego modelu 3D wprowadzono uzyskane z dokumentacji wyników wytypowanych otworów wiertniczych informacje o stratygrafii i wykształceniu przewierconych utworów cechsztynu. Przy wprowadzaniu tych danych zweryfikowano (definicja wydzielenia, głębokość występowania) umieszczone w bazie CBDG wydzielenia litostratygraficzne cechsztynu w poszczególnych profilach otworów, konfrontując je z opisami, zawartymi w dokumentacjach wyników otworów oraz w materiałach opublikowanych (Areń, 1975; Dembowska, Marek, 1988; Krassowska, 1973; Lendzion, 1975).

Poza wybranymi 5 otworami (Żebrak IG-1, Szwejki IG-3, częściowo: Okuniew IG-1, Nadarzyn IG-1, Magnuszew IG-1), które posiadają pełną lub częściową interpretację warunków powstania utworów cechsztynu (w dokumentacji wynikowej otworu lub odpowiednim tomie z serii *Profile głębokich otworów wiertniczych PIG – op. cit.*), w pozostałych profilach 32 otworów przeprowadzono interpretację środowisk depozycji poszczególnych wydzieleni litostratygraficznych cechsztynu



**Ryc. 1.** Obszar badań na tle Permskiego (cechsztyn) Basenu Europejskiego (A; zasięg utworów dolomitu głównego [Ca2] wg Słowakiewicz, Mikołajewski, 2011) oraz zasięg wstąpięń badanych utworów cechsztynu na objętym modelem 3D obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego (B; tektonika podłoża podpermskiego wg Żelaźniewicz i in., 2011).

**Fig. 1.** Studied area location within the Permian (Zechstein) European Basin (A; extent of Main Dolomite[Ca2] after Słowakiewicz, Mikołajewski, 2011) and the extent of studied Zechstein deposits in the 3D model area of the Mazovia-Lublin Graben (B; tectonics of subPermian basement after Żelaźniewicz et al., 2011).

**Tabela 1.** Zestawienie parametrów geologicznych i facji utworów ewaporatowych cechujących w otworach wiertniczych z obszaru rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

Objaśnienia: Wydzielenia litostratygraficzne cechujący: A1d – anhydryt dolny, Na1 – najstarsza sól kamienna, A1g – anhydryt górny, A2 – anhydryt podstawowy, Na2 – starsza sól kamienna, A2r – anhydryt kryjący, A3 – anhydryt górny; facje: PSI – platforma siarczanowa, PSIS – skłon platformy siarczanowej, PLSi – płycizna siarczanowa, LSi – laguna siarczanowa, BSi – basen siarczanowy, BSi-il – basen siarczanowo-ilasty, LS – laguna solna (chlorkowa), SBK – sebkha; U – strefa uskoku, \* – nierozdzielne utwory wydzieleni A1d i A1g.

**Table 1.** Geological parameters and facies of Zechstein evaporitic units in boreholes from the Mazovia-Lublin Graben area and its surrounding.

Captions: Lithostratigraphic units: A1d – Lower Anhydrite, Na1 – Oldest Halite, A1g – Upper Anhydrite, A2 – Basal Anhydrite, A2r – Screening Anhydrite, A3 – Main Anhydrite; facies: PSI – sulphate platform, PSIS – sulphate platform slope, PLSi – sulphate shoal, LSi – sulphate lagoon, BSi – sulphate basin, BSi-il – sulphate-clay basin, LS – salt (chloride) lagoon, BS – salt (chloride) basin, SBK – sabkha; U – fault zone, \* – non-divided deposits of units A1d and A1g.

OTWÓR / Borehole	WYDZIELENIE LITOSTRATYGRAFICZNE/ Lithostratigraphic unit																	
	CYKLOTEM PZ1/ PZ1 cyclotheme				CYKLOTEM PZ2/ PZ2 cyclotheme				CYKLOTEM PZ3 cyclotheme									
	A1d		Na1		A1g		A2		Na2		A2r		A3					
1	strop-spąg/ miąższość (m) top-bottom/ thickness	3	strop-spąg/ miąższość (m) top-bottom/ thickness	4	5	facja/ facies	7	strop-spąg/ miąższość (m) top-bottom/ thickness	8	9	facja/ facies	11	12	13	strop-spąg/ miąższość (m) top-bottom/ thickness	14	15	facja/ facies
ANNOPOL 254-I	3226,0-3341,0/115,0	PSI	3008,0- 3226,0/218,0	BS	2977,5-3008,0/30,5	PSi	2930,5-2932,0/1,5	PLSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CZACHÓWEK-I	2651,0- 2751,5/100,5*	PSi	0	0	2651,0- 2751,5/100,5*	PSi	U	U	U	2573,0-2651,0/78,0	BS	2572,0- 2573,0/1,0	SBK	2539,0- 2567,5/28,5	PSi	1965,5- 1971,5/6,0	PSIS	0
DĘBE WIELKIE-I	2045,0-2131,0/86,0	PSIS	2023,5-2045,0/21,5	BS	2016,0-2023,5/7,5	SBK	1989,0-2005,0/16,0	PSIS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
EWELIN-I	1781,5- 1888,5/104,0*	PSi	0	0	1781,5- 1888,5/104,0*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
GARWOLIN-I	1752,5-1851,5/99,0*	PSi	0	0	1752,5- 1851,5/99,0*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
GOŹDZIK I	1610,0-1657,0/47,0	PSIS	0	0	1600,0-1610,0/10,0	SBK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IZDEBNO IG-I	1786,0-1880,0/94,0	LSi	0	0	1782,5-1786,0/3,5	SBK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
KALUSZYN I	1546,5-1626,5/89,0*	PSi	0	0	1546,5- 1626,5/89,0*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
KOLBIEL I	1961,0-2069,0/108,0	PSi	1943,5-1961,0/17,5	BS	1934,0-1943,5/9,5	SBK	1912,0-1915,0/3,0	BSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LOPACIANKA-I	1488,0-1532,0/44,0	LSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MACIEJOWICE IG-I	1800,0-1837,0/37,0	PSi	0	0	1798,0-1800,0/2,0	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MAGNUSZEW IG-I	2013,5-2091,6/78,1	PSIS	0	0	2009,5-2013,5/4,0	LSi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NADARZYN IG-I	3104,5-3182,5/78,0	PSi	2935,0- 3104,5/169,5	BS	2918,5-2935,0/16,5	PSi	2899,0-2910,0/11,0	PSIS	2860,0-2899,0/39,0	BS	2859,5- 2860,0/0,5	PSIS	2831,0- 2855,5/24,5	PSi	0	0	0	0



OKUNIEW IG-1	2157,0-2248,0/91,0	PSiS	2132,0-2157,0/25,0	BS	2122,0-2132,0/10,0	LSi	2104,0-2113,5/9,5	PSiS	2096,5-2104,0/7,5	LS	2096,0-2096,5/0,5	PSi	2075,9-2091,5/15,6	PSi
POLAKI I	1276,5-1308,5/32,0	PSi	1255,0-1276,5/21,5	LS	1248,0-1255,0/7,0	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0
POTYCZ-1	2400,0-2523,5/123,5	PSiS	2371,0-2400,0/29,0	LS	2359,5-2371,0/11,5	PSiS	2342,5-2353,5/11,0	PSi	0	0	0	0	2320,0-2334,5/14,5	PSi
REBKÓW-1	1885,0-1997,5/92,5*	PSi	0	0	1885,0-1997,5/92,5*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0
RÓWCE-1	920,0-964,0/44,0	PSi	0	0	915,0-920,0/5,0	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0
SULBINY GÓRNE IK	1651,0-1754,0/103,0*	PSi	0	0	1651,0-1754,0/103,0*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0
SZWEJKI-1	3599,5-3613,0/13,5	PSi	3390,0-3599,5/209,5	BS	3362,5-3390,0/27,5	PSi	3293,5-3312,0/18,5	PLSi	0	0	0	0	3248,5-3260,0/11,5	PSi
SZWEJKI IG-3	4180,5-4215,0/34,5	PSi	4179,5-4180,5/1,0	LS	4020,7-4034,0/13,3; 4166,2-4179,5/13,3	SBK	4085,0-4098,5/13,5; 4106,7-4126,0/19,3	PSiS	0	0	0	0	0	0
URSYNÓW-1	1696,2-1748,0/51,8*	PSi	0	0	1696,2-1748,0/51,8*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0
WARKA IG-1	2343,5-2418,0/74,5	PSi	0	0	2313,5-2343,5/30,0	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0
WARSZAWA IG-1	2648,0-2663,0/15,0	PSi	2487,0-2648,0/161,0	BS	2457,0-2487,0/30,0	PSi	2417,7-2453,4/35,7	LSi	0	0	0	0	2365,0-2411,6/46,6	LSi
WILGA IG-1	2217,0-2279,7/62,7	PSi	2126,0-2217,0/91,0	BS	2110,0-2126,0/16,0	SBK	0	0	0	0	0	0	0	0
ŻABIENIEC I	1963,0-2060,5/97,5*	PSi	0	0	1963,0-2060,5/97,5*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0
ŻEBRAK IG-1	1216,0-1256,3/40,3	PSi	0	0	1204,1-1216,0/11,9	SBK	0	0	0	0	0	0	0	0
ŻELECHÓW-1	1301,5-1315,0/13,5*	PSi	0	0	1301,5-1315,0/13,5*	PSi	0	0	0	0	0	0	0	0

w oparciu o zdefiniowane litofacje i mapy paleofacjalne (np. Dadlez i in., 1998; Wagner, 2012). Mapy te ustalają obszary występowania różnych paleośrodowisk (facji) w określonych etapach rozwoju basenu cechsztyńskiego w Polsce.

Utwory ewaporatowe cyklotemów PZ1, PZ2 i PZ3 cechsztynu stwierdzono w 28 otworach wiertniczych, których listę, głębokość występowania i miąższość poszczególnych ewaporatowych wydzieleni litostratygraficznych oraz typ facjalny przedstawia tabela 1. Na ewaporaty cyklotemu PZ1 składają się wydzielenia siarczanowe anhydrytu dolnego (A1d) i górnego (A1g) oraz chlorkowe wydzielenie najstarszej soli kamiennej (Na1). Przy braku w danym rejonie tej ostatniej siarczany tego cyklotemu określano jako wydzielenie anhydrytu werry (A1). Podobną sukcesję reprezentują ewaporaty cyklotemu PZ2: 2 wydzielenia siarczanowe: anhydryt podstawowy (A2) i anhydryt kryjący (A2r) przedziela pokład starszej soli kamiennej (Na2). W przypadku cyklotemu PZ3 ewaporaty reprezentują jedynie siarczany wydzielenia anhydrytu głównego (A3).

Fragmentaryczne i stosunkowo rzadkie rdzeniowanie utworów cechsztynu na analizowanym obszarze modelu rowu mazowiecko-lubelskiego skutkuje skąpą informacją zarówno o wykształceniu tych utworów jak i o ich zaangażowaniu tektonicznym.

Podstawą interpretacji środowiska depozycji badanych utworów jest pozyskany materiał rdzeniowy. Jest on wyjątkowo nieliczny w przypadku osadów ewaporatowych, najczęściej nie one były głównym przedmiotem rozpoznania wiertniczego – zwykle pełniejsze rdzeniowanie wykonywano w przypadku utworów węglanowych jako potencjalnego źródła węglowodorów. Sole i siarczany były rdzeniowane stosunkowo rzadko i zwykle wycinkowo, większość informacji o ich występowaniu pochodzi z karotażu otworowego i pobieranych prób okruchowych z płuczki wiertniczej. W przypadku profili 6 otworów (Żabieniec-1, Stanin-1, Kulbiny Górne-1K, Kałuszyn-2, Ewelina-1, Annopol-254-1) dysponowano jedynie opisem próbek okruchowych, w pozostałych otworach dostępny był przemiennie opis próbek okruchowych i wycinkowo – rdzenia.

Opisy materiału rdzeniowego posłużyły wyróżnieniu 8 facji, określających cechy utworów powstałych w różnych środowiskach depozycji ewaporatów, od lądowo-morskiego (środowisko sebkhy) do typowo morskich hypersalinarnych zbioników ewaporatowych o typu siarczanowego i chlorkowego. Morskie osady zbiornika zdominowanego przez akumulację siarczanów reprezentują 4 podstawowe typy facji: platformy siarczanowej (z podfacjami trzonu i szczytu oraz skłonu platformy), laguny siarczanowej, basenu siarczanowego i siarczanowo-ilastego oraz izolowanej pływicznej siarczanowej. Z kolei wśród soli wydzielono 2 typy facjalne: laguny i basenu chlorkowego. Listę cech tych facji, wydzieleni lito-

stratygraficznych i otworów wiertniczych w których je wyróżniono przedstawia tabela 2.

W przypadku braku rdzenia dla danego wydzielenia litostratygraficznego lub wycinkowym jego rdzeniowaniu interpretacji litofacji (a praktycznie – środowiska depozycji) dokonano w oparciu o informacje o regionalnym obrazie rozmieszczenia paleofacji. Trudności nastręczała ocena tektonicznego zaangażowania utworów cechsztynu na badanym obszarze, Bardzo rzadkie opisy spękania rdzenia rejestrują tylko możliwe zaangażowanie utworów w ew. strefie przyuskokowej, jej samej nie definiując w profilu otworu. W większości otworów wiertniczych występuje następstwo normalne wydzieleni litostratygraficznych cechsztynu, jedynie w otworze Szwejski IG-3 odnotowano na gł. 4041,0 m szczelinę zinterpretowaną jako uskok i wiążące się z nią (wg interpretacji T. M. Peryta – Żelichowski, 1990) w interwale głębokości 4166,2-4020,7 m powtórzenia tektoniczne następujących wydzieleni: anhydrytu górnego (A1g), dolomitu głównego (Ca2), anhydrytu podstawowego (A2) i prawdopodobnego dolomitu płytowego (Ca3). Z kolei E. Czajor w tejże dokumentacji interpretuje tektoniczne powtórzenia wydzielenia dolomitu głównego (Ca2) w interwałach głębokości: 4136,0-4166,2 m, 4025,5-4099,0 m i 3994,0-4021,0 m. Strefę uskokową wyinterpretowano (R. Wagnera w: Bednarek i in., 1989) też na gł. 2651,0 m w otworze Czachówek-1, pomiędzy utworami wydzieleni: anhydrytu górnego (A1g) w spągu a młodszą solą kamienną (Na2) w stropie. Uzasadnia ona brak w profilu tego otworu starszych wydzieleni litostratygraficznych cyklotemu PZ2 (T2, Ca2 i A2).

Należy podkreślić możliwość występowania granic erozyjnych pomiędzy niektórymi zarejestrowanymi na badanym obszarze wydzieleniami litostratygraficznymi cechsztynu, szczególnie tymi, które rozdzielają poszczególne sukcesje cyklotemowe np. granicę cyklotemów PZ2 i PZ3 wyznacza strop wydzielenia anhydrytu kryjącego (A2r) i spąg wydzielenia szarego iltu solnego (T3). Rzadko pozyskiwany materiał rdzeniowy i zwykle skąpy jego opis nie pozwala takich granic w profilu otworu wiertniczego precyzyjnie określić, można jedynie wnioskować o ich obecności w przypadku braku danego wydzielenia w normalnej sukcesji osadów w profilu lub braku całego cyklotemu. Może to być wynikiem postdepozycyjnego usunięcia złożonych osadów, brakiem ich depozycji na konkretnym obszarze bądź wpływem postdepozycyjnej tektoniki w basenie lubelskim.

W nazewnictwie i symbolice jednostek litostratygraficznych cechsztynu zastosowano odpowiednie oznaczenia i terminy, przyjęte w schemacie litostratygraficznym tego piętra dla obszaru Polski przez R. Wagnera (1994). Użyto jednak konsekwentnie pojęcia „wydzielenie” w sytuacji nieustalenia dotychczas formalnej rangi np. formacja, ogniwo czy warstwa tych jednostek.

**Tabela 2.** Cechy facji utworów ewaporatowych cechsztynu z obszaru rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia. Objasnienia: Wydzielenia litostratigraficzne cechsztynu jak w tab. 1, – dane środowisko zostało wskazane dla omawianego wydzielenia litostratigraficznego w wyniku interpretacji regionalnej (brak materiału rdzeniowego).

**Table 2.** Features of Zechstein evaporitic facies from the Mazovia-Lublin Graben area and its surroundings. Captions: Lithostratigraphic units as in tab. 1; (?) – depositional environment defined after regional trends (lack of core).

	ŚRODOWISKO DEPOZYCJI	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	LITOLOGIA i STRUKTURY LITHOLOGY & STRUCTURES	WYDZIELENIE LITOSTRATYGRAFICZNE LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT	OTWÓR WIERTNICZY Z RDZENIEM BOREHOLE WITH CORE
lądowo-morskie transitional = terrestrial to marine	brzegowe coastal	sebha	czteronawne i zielonkawe iłowce i mulowce, soczewy/włóki wapienia i dolomitu, anhydryty drobnokrystaliczne, białe, szare, niebieskawe, różowe i zielonkawe, z wkładkami dolomitu, bezteksturalne i gruzłowe, w stopniu czasem o charakterze zlepnięcia	A1g, A2r	Annopol 254-1, Czachówek-1, Goździk-1, Kolbiel-1, Szwejki IG-3, Wilga IG-1
morskie marine	basen hypersalinarny siarczanowy sulphate evaporitic basin	paltforma siarczanowa sulphate platform	trzon i szczyt base & top	A1d, A1g, A2, A2r, A3	Annopol 254-1, Czachówek-1, Ewelin-1, Garwolin-1, Katuszyn-1, Kolbiel-1, Maciejowice IG-1, Magnuszew IG-1, Nadarzyn IG-1, Okuniew IG-1, Polaki-1, Szwejki IG-1, Szwejki IG-3, Warka IG-1, Warszawa IG-1, Wilga IG-1, Żelechów-1
		laguna siarczanowa sulphate lagoon	skłon slope	A1d, A1g, A2r, A3	Dębe Wielkie-1, Goździk-1, Nadarzyn IG-1, Okuniew IG-1, Potycz-1, Szwejki-1, Szwejki IG-3, Warszawa IG-1
		basen siarczanowy i siarczanowo-łlasty sulphate & sulphate-clay basin		A2, A3 (?)	Kolbiel-1
		plyczna siarczanowa/ shoal		A1d	Izdebn-1
basen hypersalinarny chlorkowy chloride evaporitic basin	laguna chlorkowa chloride lagoon		sól kamienna szarozielona i różowawa, z anhydrytem i item	Na1, Na2	Potycz-1
	basen chlorkowy chloride basin		sól kamienna szara i biała, równo- i różnokrystaliczna do różnokrystalicznej, ze skupieniami anhydrytu, przeroczysta, miejscami dość rytmiczna laminacja równoległa laminami anhydrytu	Na1, Na2, Na3	Annopol 254-1, Kolbiel-1, Okuniew IG-1, Szwejki-1, Warszawa IG-1



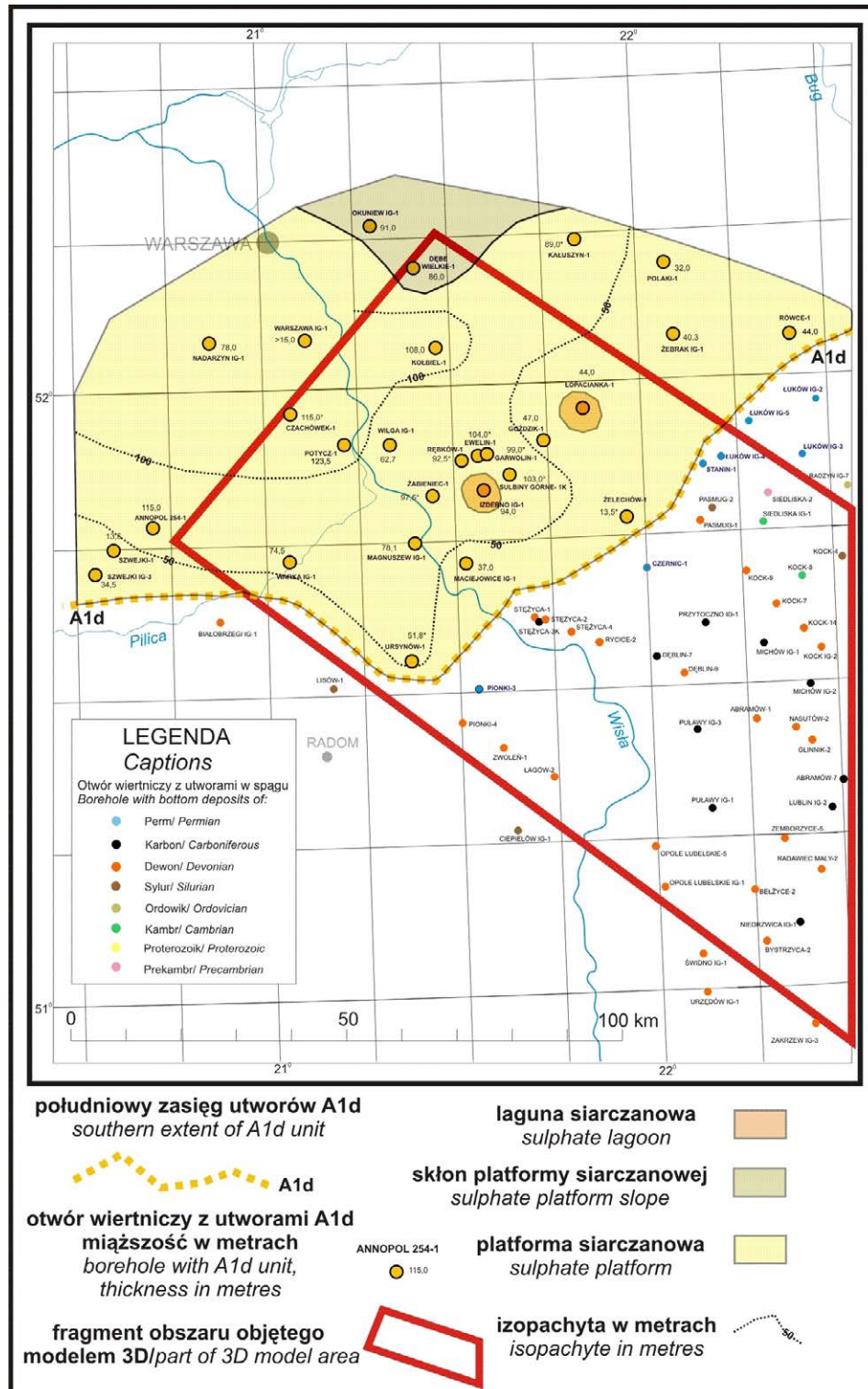
## ROZWÓJ SEDYMENTACJI EWAPORATÓW CECHSZTYNU

Rozwój sedymentacji utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze objętym modelem omówiono w ujęciu litostratygicznym, komentując rozprzestrzenienie i warunki depozycji kolejnych wydziałów litostratygicznych, od najstarszych do najmłodszych. Należy tu podkreślić, że interpretowany zasięg występowania tych wydziałów nie ma cha-

rakteru pierwotnego i jest efektem oddziaływania procesów erozji oraz ew. lokalnych redukcji tektonicznych.

## Utwory cyklotemu PZ1

Utwory tego cyklu mają największy spośród wszystkich cykli cechsztynu zasięg na obszarze objętym modelem, zajmując blisko 35% jego powierzchni (część północno-wschodnia). W ramach tego cyklotemu stwierdzono występowanie 6



Ryc. 2. Rozmieszczenie facji utworów wydziału anhydrytu dolnego (A1d) cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

Fig. 2. Facies distribution of Zechstein Lower Anhydrite (A1d) deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding.

wydziałen litostratygraficznych, w tym 3 wydziałen odnoszących się do ewaporatów: anhydryt dolny (A1d), najstarsza sól kamienna (Na1) i anhydryt górny (A1g).

### **Anhydryt dolny (A1d)**

Utwory wydzielenia anhydrytu dolnego osiągają na terenie rowu mazursko-lubelskiego miąższość od 13,5 m do 115,0 m (Tab. 1, Ryc. 2).

Dalsze obniżanie poziomu morza po osadzeniu utworów wydzielenia wapienia cechsztyńskiego (Ca1) doprowadziło do stopniowego wzrostu stężenia pierwotnie normalnych wód morskich w płytkich partiach przybrzeżnych zbiornika cyklu PZ1 do stadium solanek siarczanowych i rozpoczęcia osadzania siarczanów (gipsu) początkowo na terenie wcześniejszej rampy węglanowej. Osady wydzielenia anhydrytu dolnego mają obecnie mniejszy zasięg od strony SE w stosunku do podścielających utworów wapienia cechsztyńskiego. Budując one rozległą platformę siarczanową, z facjami skłonu i szczytu oraz lokalnymi lagunami siarczanowymi na jej terenie (np. rejon otworów Rębków-1 i Izdebn IG-1 oraz Łopacianka-1), zajmującą niemal cały omawiany obszar modelu i jego bliskie otoczenie (Ryc. 2). Szybki przyrost osadów siarczanowych – dzięki aktywnej subsydencji podłoża basenu – następował zarówno w pionie jak poziomie, powodując ich stopniową progresję na dawne przedpole rampy węglanowej i obszar szelfu.

W szeregu profili otworów wiertniczych (Czachówek-1, Ewelin-1, Garwolin-1, Kałuszyn-1, Łopacianka-1, Rębków-1, Ursynów-1, Żabieniec-1 i Żelechów-1) nie było (brak lub fragmentaryczne rdzeniowanie) możliwości wyróżnienia 2 klasycznych wydzielen siarczanowych cyklotemu PZ1: anhydrytu dolnego i anhydrytu górnego i stwierdzone w nich osady siarczanowe tego cyklu określano jako anhydryt werry (A1). W przeprowadzonej analizie zdecydowano w takiej sytuacji zinterpretowane środowisko ich depozycji odnieść do obu wymienionych wydzielen.

### **Najstarsza sól kamienna (Na1)**

Kolejny etap koncentracji wód morskich w zbiorniku cyklu PZ1 doprowadził do powstania solanek chlorkowych i zastąpienia osadzania siarczanów depozycją soli kamiennej na skrajnej, odmorskiej części platformy siarczanowej. Powstały wówczas chlorki wydzielenia najstarszej soli kamiennej, których występowanie jest zwężone do NW i N części omawianego obszaru (Ryc. 3). Ich miąższość zmienia się od 1,0 m do 218,0 m (Tab. 1). Subsydencja dna basenu sprzyjała akumulacji chlorków w obrębie basenu solnego, zróżnicowanego na strefy płytsze i głębsze. W odlądowych, najpłytszych partiach basenu (zapewne na terenie elewacji wcześniejszej platformy siarczanowej) utworzyły się osady lagun solnych (rejon otworów Szwejki IG-3, Potycz-1 i Polaki-1). Fluktuacje zasolenia w basenie chlorkowym skutkowały lokalnie (np. otwór Annapol 254-1) osadzeniem cienkich przewarstwień siarczanów

(tzw. anhydryt śródsolny; A1s) wśród soli kamiennej. Brak omawianego wydzielenia chlorkowego w profilu otworu Czachówek-1 jest zapewne spowodowany dyslokacją tektoniczną (luka tektoniczna). Niewykluczone, że rozwój głębszej facji basenowej w NE i NW części omawianego obszaru (Ryc. 3) był skutkiem obniżenia dna zbiornika wzdłuż obramowujących strukturę RM-L uskoków Kocka i Kazimierza-Ursynowa oraz poprzecznego uskoku Grójca (Ryc. 1B).

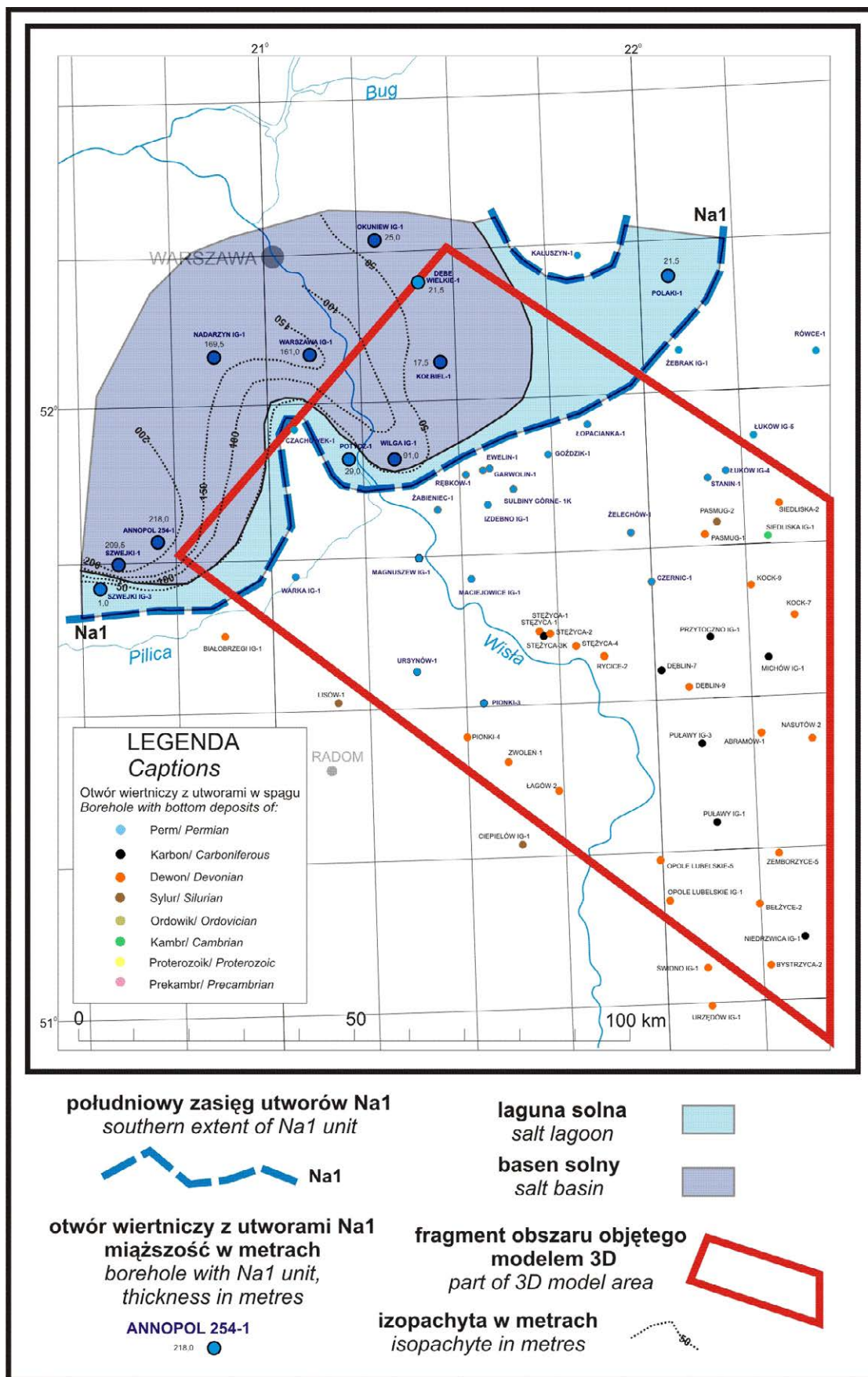
### **Anhydryt górny (A1g)**

Osady siarczanowe tego wydzielenia, o miąższości od 2,0 m do 30,5 m (Tab. 1), rejestrują kolejną fluktuację zasięgu morza cyklu PZ1, związaną z waniem się świeżych wód morskich z Oceanu Pangei do epikontynentalnego basenu permskiego (Peryt, Wagner, 1998; Peryt i in., 1996; Wagner, Peryt, 1998). Efektem tego zalewu było rozcieńczenie solanek chlorkowych, dominujących wcześniej w zbiorniku, zapewne częściowe rozpuszczenie zakumulowanych osadów solnych (szczególnie na brzegach basenu) i wytrącenie z szybko nasycających się roztworów pierwszego minerału ewaporatowego – gipsu. Na blisko połowie (SW część) omawianego obszaru modelu rozwinęły się osady platformy siarczanowej, na której lokalnie (rejon otworów Magnuszew IG-1 i Okuniew IG-1) powstały niewielkie laguny siarczanowe (Ryc. 4). Północną część dawnej platformy siarczanowej wydzielenia anhydrytu dolnego zajęły mieszane, silikoklastyczno-węglanowo-ewaporatowe osady sebhyy. Podobne osady stwierdzono w SW otoczeniu obszaru (otwór Szwejki IG-3). Obecny zasięg utworów omawianego wydzielenia jest mniejszy w części NEE obszaru niż osadów wcześniejszych – ich brak w rejonie otworów Łopacianka-1, Stanin-1, Łuków IG-1 do IG-5 jest zapewne spowodowany nie ich erozją ale brakiem depozycji.

Przestrzenne rozmieszczenie głównych typów litologiczno-facialnych utworów cyklotemu PZ1 na omawianym obszarze RM-L, z wyróżnieniem osadów ewaporatowych, ukazuje zestawienie szeregu przekrojów geologicznych, wygenerowanych z opracowanego modelu 3D (Ryc. 5). Ukazany tu zasięg niektórych utworów może się nieco różnić od przedstawionego na wcześniejszych rycinach, gdyż jest produktem opracowanego algorytmu a nie koncepcji autorskiej.

### **Utwory cyklotemu PZ2**

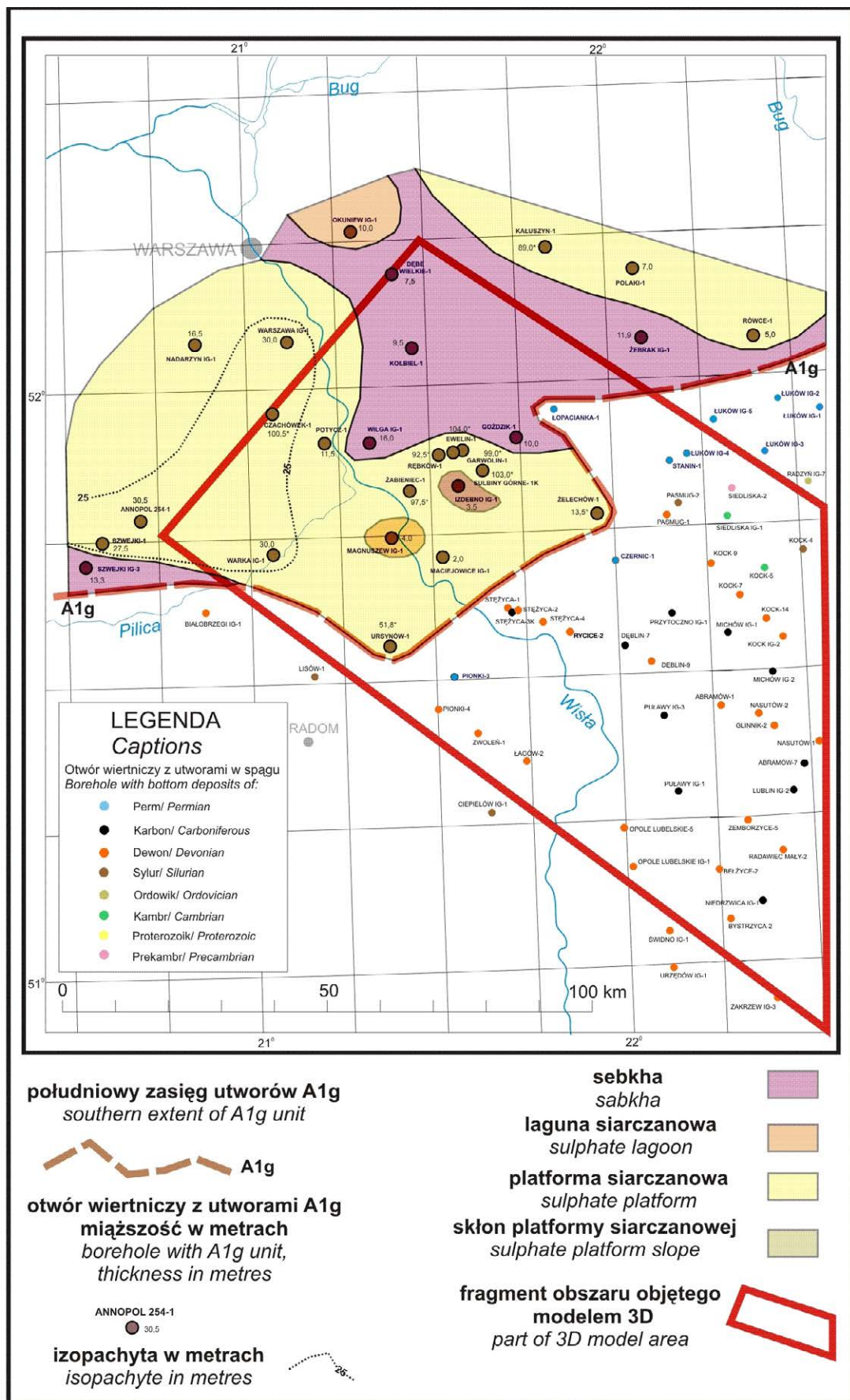
Utwory tego cyklotemu mają zbliżony do wcześniejszego zasięg jedynie w przypadku osadów węglanowych, zasięg pozostałych wydzielen litostratygraficznych jest znacząco mniejszy. W obrębie cyklotemu wyróżniono 5 wydzielen litostratygraficznych, z których 3 reprezentują utwory ewaporatowe: 2 wydzielenia siarczanowe to anhydryt podstawowy (A2) i anhydryt kryjący (A2r), przedzielone chlorkowym wydzieleniem starszej soli kamiennej (Na2).



Ryc. 3. Rozmieszczenie facji utworów wydzielenia najstarszej soli kamiennej (Na1) cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

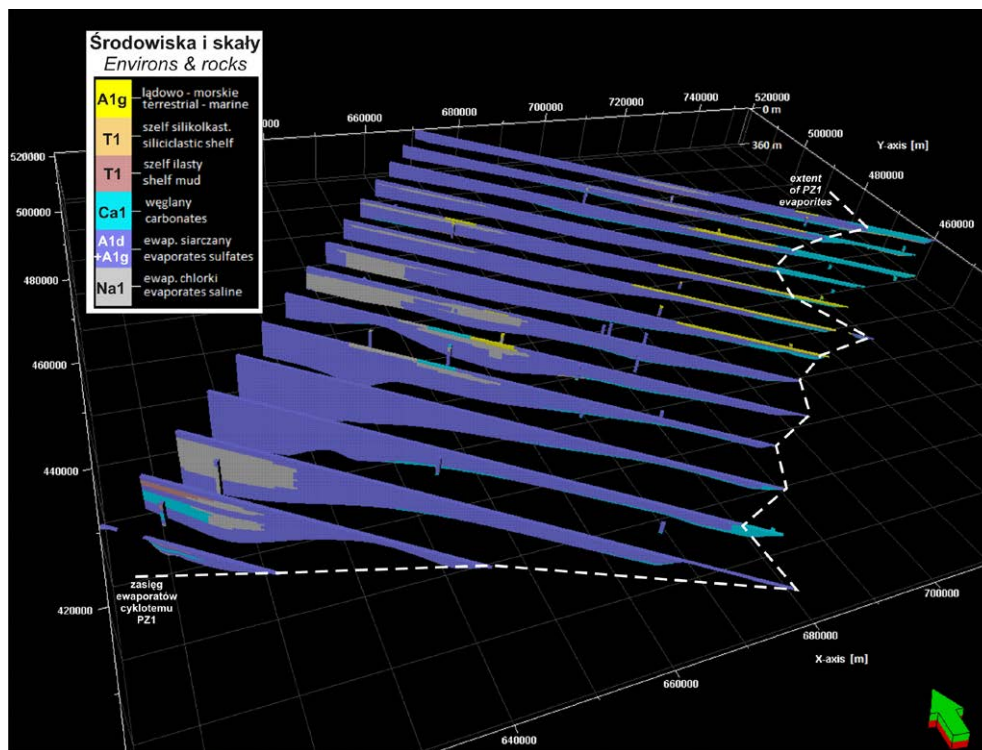
Fig. 3. Facies distribution of Zechstein Oldest Halite (Na1) deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding.





Ryc. 4. Rozmieszczenie facji utworów wydzielania anhydrytu górnego (A1g) cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

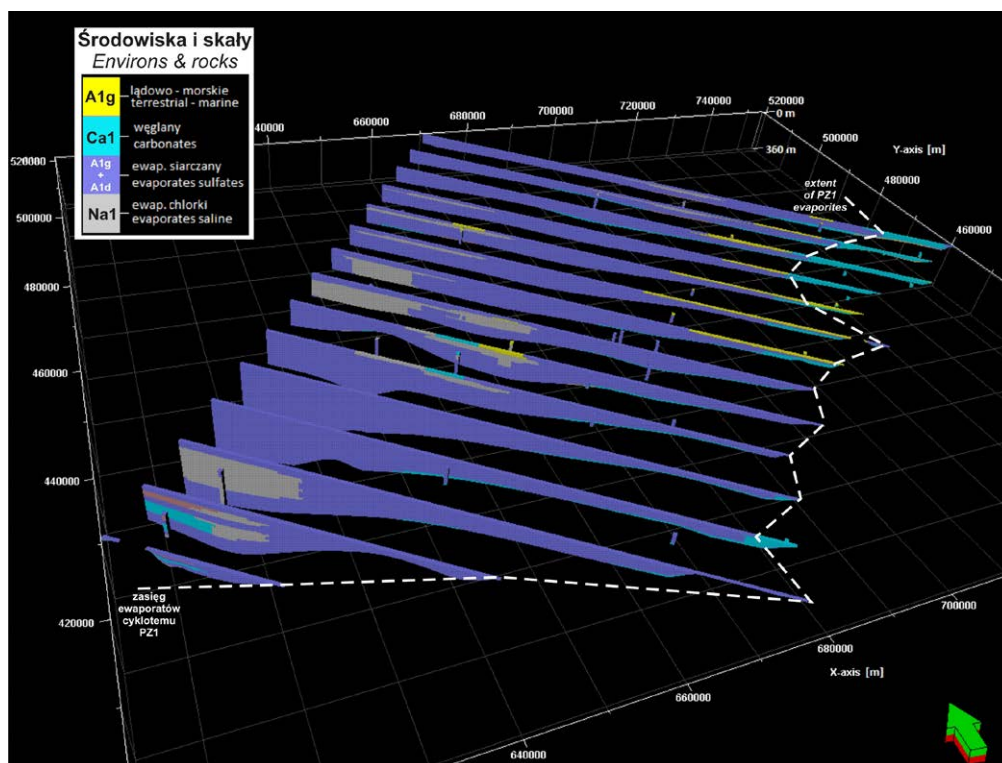
Fig. 4. Facies distribution of Zechstein Upper Anhydrite (A1g) deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding.



Ryc. 5. Rozmieszczenie utworów cyklotemu PZ1 cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia w zestawie przekrojów geologicznych uzyskanych z modelu 3D (lokalizacja linii przekrojów na ryc. 1).

Objaśnienia: Wydzielenia litostratigraficzne jak w tab. 1; Ca1 – wapień cechsztynski, miedzionośny; zielona strzałka – kierunek północy.

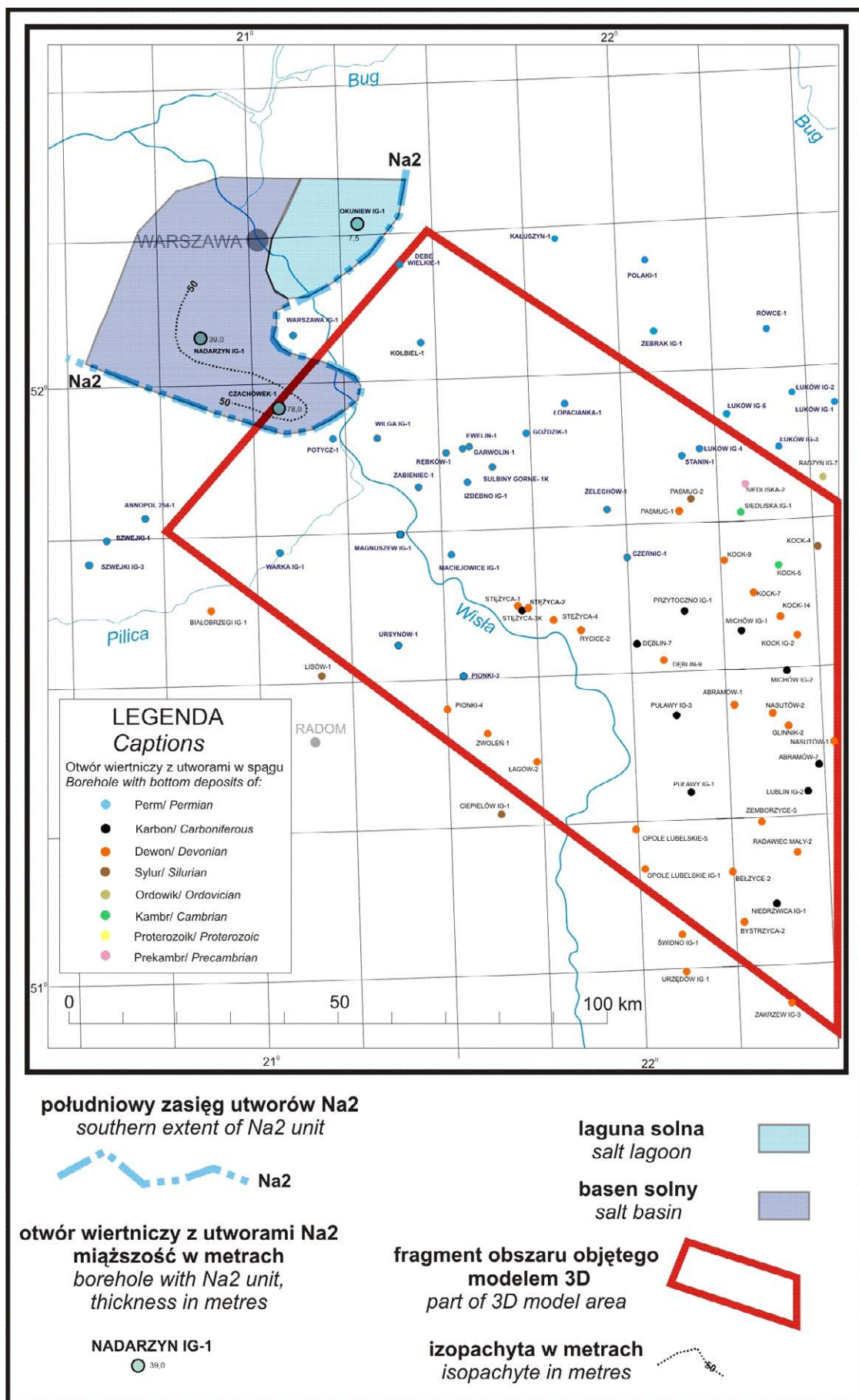
Fig. 5. Distribution of Zechstein PZ1 cyclothem deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding imaged by a set of geological sections generated from 3D model (sections location on Fig. 1). Captions: Lithostratigraphic units as in tab. 1; Ca1 – Zechstein Limestone, green arrow – the North direction.



Ryc. 6. Rozmieszczenie facji utworów wydzielenia anhydrytu podstawowego (A2) cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

Fig. 6. Facies distribution of Zechstein Basal Anhydrite (A2) deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding.

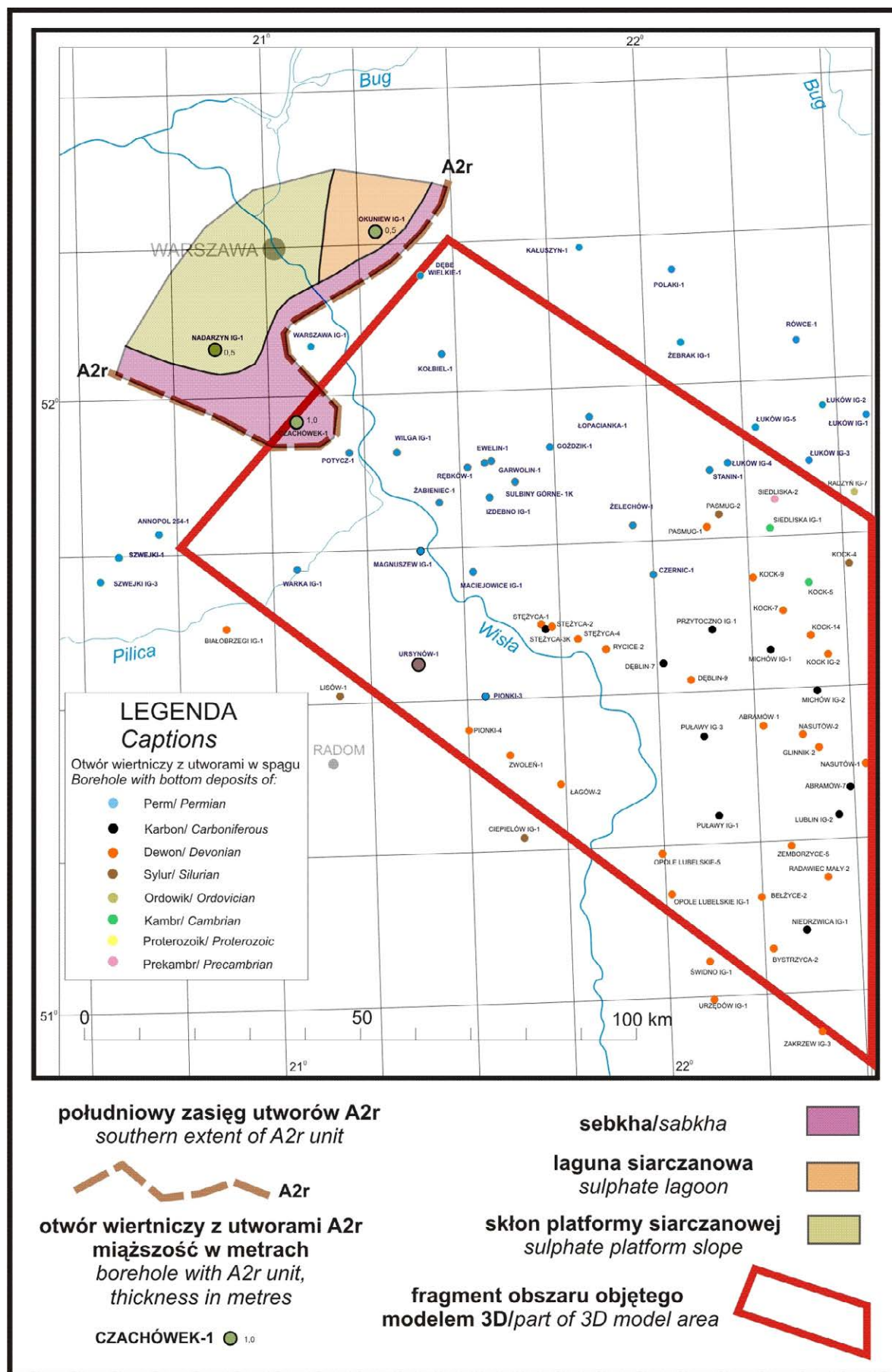




Ryc. 7. Rozmieszczenie facji utworów wydzielania starszej soli kamiennej (Na2) cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

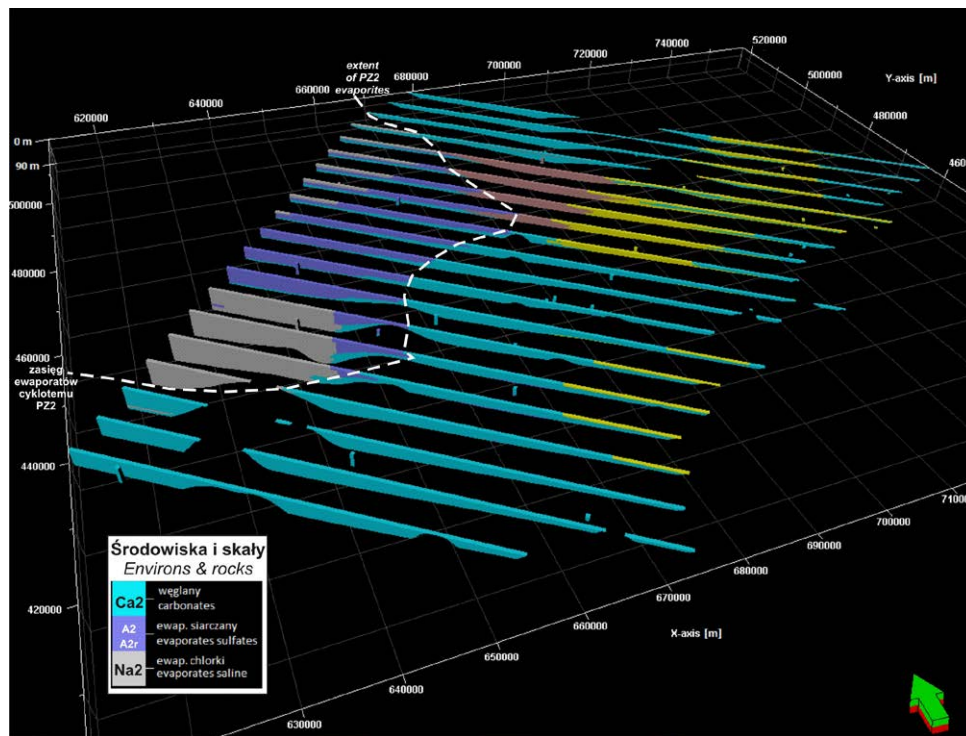
Fig. 7. Facies distribution of Zechstein Older Halite (Na2) deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding.





Ryc. 8. Rozmieszczenie facji utworów wydzielania anhidrytu kryjącego (A2r) cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

Fig. 8. Facies distribution of Zechstein Screening Anhydrite (A2r) deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding.



Ryc. 9. Rozmieszczenie utworów cyklotemu PZ2 cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia w zestawie przekrojów geologicznych uzyskanych z modelu 3D (lokalizacja linii przekrojów na ryc. 1).

Objaśnienia: Wydzielenia litostratigraficzne jak w tab. 1; Ca2 – dolomit główny, zielona strzałka – kierunek północy.

Fig. 9. Distribution of Zechstein PZ2 cyclothem deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding imaged by a set of geological sections generated from 3D model (sections location on Fig. 1)

Captions: Lithostratigraphic units as in tab. 1; Ca2 – Main Dolomite, green arrow – the North direction.

### Anhydryt podstawowy (A2)

Utwory tego wydzielenia, odpowiadające pierwszej fazie rozwoju zbiornika ewaporatowego cyklu PZ2, mają obecnie bardzo niewielki zasięg, ograniczony do NW części omawianego obszaru i jego otoczenia (Ryc. 6), zaś ich miąższość zmienia się od 1,5 m do 35,7 m (Tab. 1). Powstały one w obrębie platformy siarczanowej, z facjami skłonu i trzonu oraz lokalnie formującymi się osadami laguny siarczanowej (otwór Warszawa IG-1) i płycizny siarczanowej (otwór Anopol 254-1). Rozwój głębszych facji siarczanowych na NW od struktury RM-L jest zapewne związany z obniżeniem dna zbiornika wzdłuż uskoku Grójca (Ryc. 1B), zaś obniżenie wzdłuż uskoku Kocka umożliwiło lokalnie akumulację osadów basenowych na NW skraju rowu mazursko-lubelskiego (otwór Kołbiel-1). Z kolei lokalny brak osadów anhydrytu podstawowego (otwór Czachówek-1) jest spowodowany późniejszą tektoniką (luka tektoniczna).

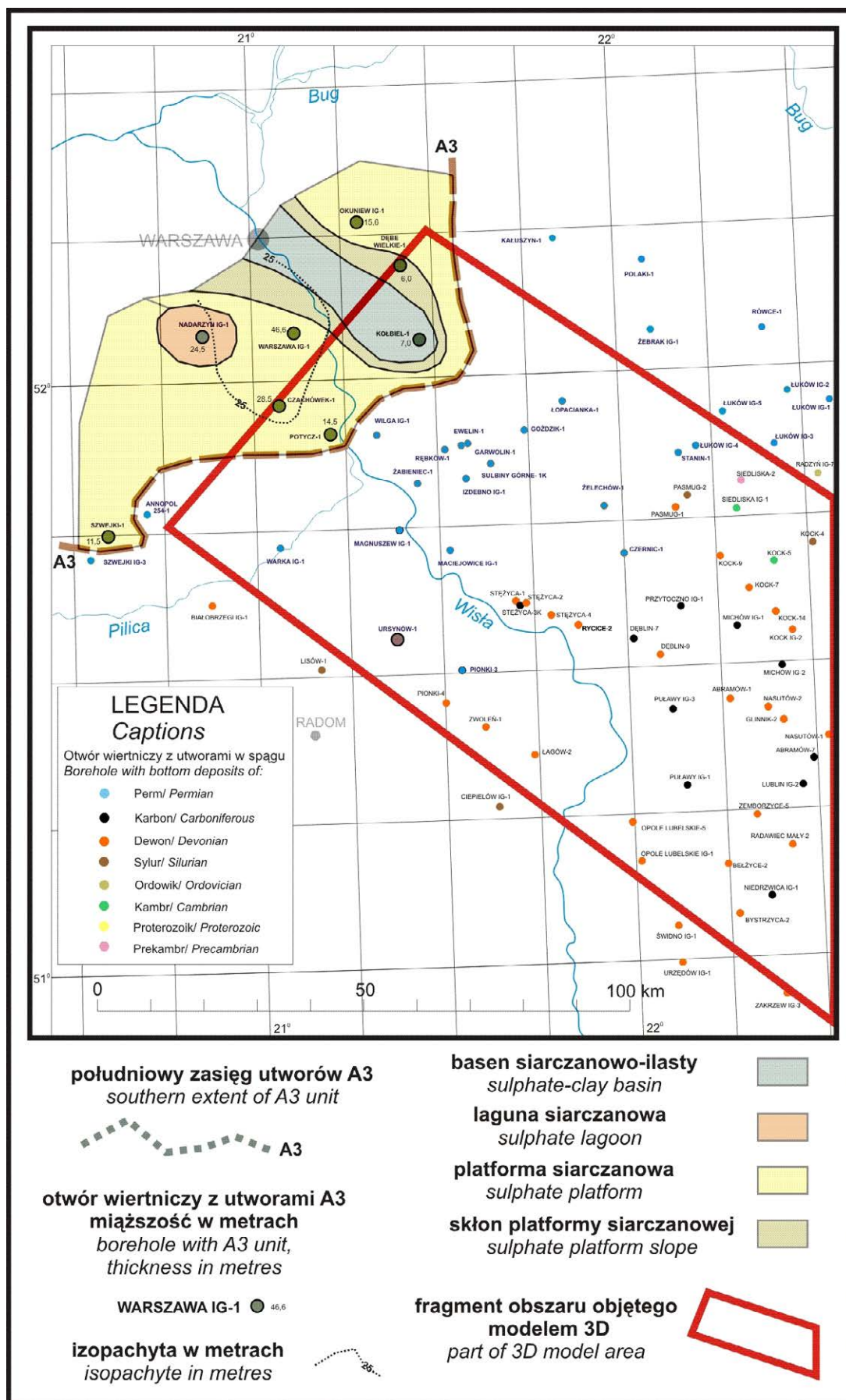
### Starsza sól kamienna (Na2)

Faza chlorkowa zbiornika ewaporatowego cyklu PZ2 pozostawiła utwory solne na jeszcze mniejszym obszarze rowu mazursko-lubelskiego w porównaniu z etapem siarczanowym. Odnotowano je jedynie w 3 otworach: w 1 otworze na obszarze modelowym (Czachówek-1) oraz 2 otworach w jego NE otoczeniu (Nadarzyn IG-1 i Okuniew IG-1), zaś ich miąż-

szość waha się od 7,5 m do 78,0 m (Tab. 1). Osady te powstały w obrębie lagun solnych w części odlądowej hypersalinarnego zbiornika chlorkowego (otwór Okuniew-1), zaś dalej ku zachodowi – w otwartym basenie chlorkowym (Ryc. 7). Wkroczenie na teren NW części rowu facji basenowej można wiązać z jej obniżeniem wzdłuż uskoku Kazimierz-Ursynów (Ryc. 1B).

### Anhydryt kryjący (A2r)

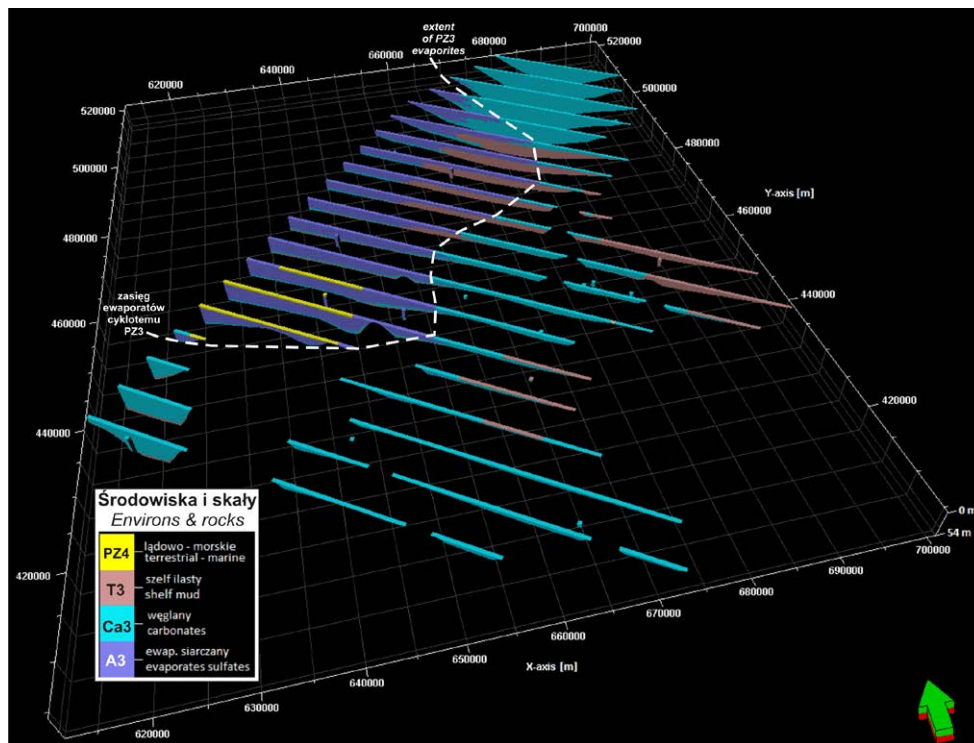
Osady siarczanowe tego wydzielenia, podobnie jak w przypadku cyklotemu PZ1, rejestrują fluktuację zasięgu morza cyklu PZ2. Efektem rozcieńczenia solanek chlorkowych, dominujących wcześniej w zbiorniku, przez morskie wody nowego zalewu było zapewne częściowe rozpuszczenie zakumulowanych osadów solnych (szczególnie na brzegach basenu) i wytrącenie gipsu z szybko nasycających się roztworów. Zasięg powstałych osadów siarczanowych jest bardzo niewielki (Ryc. 8), ogranicza się do NW skraju omawianego obszaru modelu (otwór Czachówek-1) i jego otoczenia (otwory Nadarzyn IG-1 i Okuniew IG-1), zaś ich miąższość to 0,5-1,0 m (Tab. 1). Od strony lądu osady te powstały w środowisku sebhya (otwór Czachówek-1) i laguny siarczanowej (otwór Okuniew IG-1), zaś ku zachodowi przechodzą w osady skłonu platformy siarczanowej (otwór Nadarzyn IG-1).



Ryc. 10. Rozmieszczenie facji utworów wydzielania anhydrytu głównego (A3) cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia.

Fig. 10. Facies distribution of Zechstein Main Anhydrite (A3) deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding.





**Ryc. 11.** Rozmieszczenie utworów cyklotemu PZ3 cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego i jego otoczenia w zestawie przekrojów geologicznych uzyskanych z modelu 3D (lokalizacja linii przekrojów na ryc. 1).

Objaśnienia: Wydzielenia litostratigraficzne jak w tab. 1; Ca3 – dolomit płytowy, T3 – szary il solny, PZ4 – osady cyklotemu PZ4; zielona strzałka – kierunek północy.

**Fig. 11.** Distribution of Zechstein PZ3 cyclothem deposits in the area of Mazovia-Lublin Graben and its surrounding imaged by a set of geological sections generated from 3D model (sections location on Fig. 1).

Captions: Lithostratigraphic units as in tab. 1; Ca3 – Platy Dolomite, T3 – Grey Pelite, PZ4 – deposits of PZ4 cyclothem, green arrow – the North direction.

Podobnie jak dla cyklotemu PZ1 zestawienie szeregu przekrojów geologicznych, wygenerowanych z opracowanego modelu 3D basenu lubelskiego ukazuje przestrzenne rozmieszczenie głównych typów litologicznych utworów cyklotemu PZ2, z zaakcentowaniem istotnego udziału osadów ewaporatowych (Ryc. 9).

### Utwory cyklotemu PZ3

Utwory tego cyklotemu mają nieco zbliżony do cyklotemu PZ2 zasięgi stwierdzonych tu 3 wydzieleni litostratigraficznych, z których tylko jedno – anhydryt główny (A3) – reprezentuje ewaporaty typu siarczanowego. Nie stwierdzono tu występowania osadów chlorkowych jak również młodszych ewaporatów kolejnego cyklotemu, znanych z obszaru Niżu Polskiego (por. Wagner, 1994).

#### Anhydryt główny (A3)

Utwory tego wydzielenia, odpowiadające fazie siarczanowej rozwoju zbiornika ewaporatowego cyklu PZ3, mają obecnie bardzo niewielki zasięg, ograniczony do NW części omawianego obszaru i jego otoczenia (Ryc. 10). Ich miąższość waha się od 6,0 m do 46,6 m (Tab. 1). Powstały one w obrębie platformy siarczanowej, z facjami skłonu i trzonu

oraz lokalnie formującymi się osadami laguny siarczanowej (otwór Nadarzyn IG-1). Śladem wcześniejszego otwartego basenu siarczanowego (z niewielką dostawą materiału ilastego), szybko zajętego przez narastające osady platformy jest profil otworu Kołbiel-1. Rozkład facji tego wydzielenia jest podobny jak w przypadku osadów anhydrytu podstawowego wcześniejszego cyklotemu PZ2. Omawiane utwory siarczanowe są zarazem ostatnim dotychczas stwierdzonym osadem morskim cechsztynu w basenie lubelskim.

Podobnie jak dla wcześniejszych cyklotemów zestawienie szeregu przekrojów geologicznych, wygenerowanych z opracowanego modelu 3D, ukazuje przestrzenne rozmieszczenie głównych typów litologiczno-facjalnych utworów cyklotemu PZ3, z zaakcentowaniem istotnego udziału osadów siarczanowych (Ryc. 11).

### PODSUMOWANIE

Przedstawiona analiza dostępnych materiałów dokumentacyjnych otworów wiertniczych, rejestrujących występowanie utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze rowu mazowiecko-lubelskiego, ukazuje trendy ewolucji środowisk depozycji tych osadów w kolejnych cyklach sedymentacyjnych tego piętra. Ta część basenu cechsztyńskiego w Polsce

tworzy tzw. zatokę podlaską, wciśniętą pomiędzy lądem mazurskim na północy i lądem radomsko-lubelskim na południu i przechodzącą ku zachodowi w otwarty zbiornik morski (Wagner, 1994). Obszar, dla którego opracowano model 3D budowy geologicznej, obejmuje centrum i SE skraj zatoki (tzw. taras podlaski – *op. cit.*) oraz przyległą NW część lądu radomsko-lubelskiego. Na tym zróżnicowanym morfologicznie obszarze osadziły się w cyklach PZ1 i PZ2 cechsztynu siarczany i chlorki, natomiast w cyklu PZ3 jedynie siarczany. Osady te powstały w różnych środowiskach: od basenowego po platformowe skraju basenu i brzegowe (sebkha).

Podczas osadzania ewaporatów cyklu PZ1 cechsztynu siarczany inicjujące depozycję ewaporatów (anhydryt dolny) uformowały na analizowanym obszarze rozległą platformę z izolowanymi lagunami siarczanowymi na jej szczycie i skłonem nachylonym ku północy. Wzrost subsydencji dna spowodował następnie rozwój na terenie platformy osadów basenu chlorkowego (najstarsza sól kamienna), od strony lądowej obramowanych pasem lagun solnych. Ponowny zalew morski u schyłku cyklu PZ1 przyniósł częściowe zniszczenie zakumulowanych ewaporatów, szybkie nasycenie świeżych wód powstałymi ługami i zainicjował nowy cykl ewaporacyjny, skutkujący osadzeniem siarczanów wydzielenia anhydrytu górnego. Osady te powstały w dużym stopniu w częściowo subaeralnym środowisku sebkhy, rozwiniętej w najpłytszych partiach platformy siarczanowej.

W cyklu PZ2 cechsztynu ten schemat rozmieszczenia środowisk depozycji siarczanów i chlorków się powtarza, zmniejsza się głównie zasięg tych utworów, związany z generalną tendencją stopniowego wycofywania się kolejnych zalewów morza cechsztyńskiego z obszaru zatoki podlaskiej (por. Wagner, 1994) oraz zmienia się konfiguracja wspomnianych wcześniej środowisk depozycji. Szczególnie podczas osadzania przykrywających chlorki siarczanów (anhydryt kryjący) szerokim pasem rozwinęły się od strony lądu na osady sebkhy i lokalnie laguny siarczanowej, zaś platforma siarczanowa reprezentowana jest przez facje jej skłonu.

Obraz środowisk depozycji ewaporatów cyklu PZ3 (anhydryt główny) jest bardzo zbliżony do ich rozmieszczenia podczas akumulacji pierwszych siarczanów cyklu PZ2 (anhydryt podstawowy), co może sugerować istnienie wówczas na linii Warszawa – otwór Kołbiel-1 jakiegoś systemu przegłębień, związanych z mobilnością dna basenu i skutkujących rozwojem bardziej głębokowodnych osadów.

Aktywność tektoniczna uskoków obramujących rów mazowiecko-lubelski: Grójca, Kocka i Kazimierza-Ursynowa zapewne wpływała na zróżnicowanie facjalne niektórych wydzieleni ewaporatowych cechsztynu. Obniżone NW skrzydło uskoku Grójca, który w cechsztynie wyznacza umowną SE granicę wspomnianej zatoki podlaskiej, sprzyjało generalnie rozwojowi na NW od tej dyslokacji bardziej głębokowodnych facji (np. utwory wydzieleni Na1, A2, Na2 czy A2r).

Z kolei mobilność uskoków Kocka i Kazimierza-Ursynowa, obniżająca dno zbiorników ewaporacyjnych, umożliwiła w przypadku utworów wydzieleni Na1, A2, Na2 i A3 wniknięcie podobnych facji od NW w obręb rowu mazowiecko-lubelskiego.

Wyjątkowy skąpy materiał rdzeniowy z utworów ewaporatowych cechsztynu w rowie mazowiecko-lubelskim utrudnia bardziej precyzyjne ich zróżnicowanie facjalne i określenie zasięgu poszczególnych środowisk depozycji. Dlatego przedstawiony obraz ich ewolucji, będący autorską interpretacją, jest przybliżony i jego celem jest jedynie ukazanie ogólnych tendencji rozwoju sedymentacji tych utworów. Nowe dane wiertnicze, a szczególnie pozyskany rdzeń, mogą ten obraz uściślić bądź diametralnie zmienić.

**Podziękowanie:** Autorzy dziękują Recenzentom: prof. dr hab. Ryszardowi Wagnerowi i dr hab. Pawłowi Henrykowi Karnkowskiemu, prof. nadzw. UW za cenne uwagi i sugestie, pomocne w podniesieniu wartości merytorycznej pracy.

## SUMMARY

The Upper Permian (Zechstein) deposits were registered in 37 wells, located in the NW part of Mazovia-Lublin Graben area (Fig. 1) for which the 3D model of geological structure was created in 2012-2016. Evaporites (sulphates and halites) of PZ1, PZ2 and PZ3 cyclothemes became the most thick component of whole Zechstein succession. Available geological data from these boreholes (well logs and descriptions of cores and crushed rock samples) enabled to precise the occurrence parameters (depth and thickness – Tab. 1) and the supposed extent of studied evaporites (Figs 2-11) as well as to define 8 facies types (Tab. 2), represented various evaporitic depositional settings; from marine (sulphate platform, shoal, lagoon and basin, chloride lagoon and basin) to coastal continental-marine (sabkha) ones. Several maps, illustrating facies distribution of each evaporitic lithostratigraphic unit (Figs 2-4, 6-8 and 10), supported with 3D images of main lithological-facies components of mentioned cyclothemes (Figs 5, 9 and 11) allowed to comment the environmental changes in the Mazovia-Lublin Graben area during evaporitic periods of studied cyclotheme successions. The tectonic control of basement faults, framed the graben structure, on evaporitic facies distribution within was accentuated.

## LITERATURA / REFERENCES

- AREŃ B. (red.), 1975. OKUNIEW IG 1. *Profile głębokich otworów wiertniczych*, 29:1-35. Wyd. Geol., Warszawa.
- BEDNAREK D., NOCOŃ W., HELCEL-WEIL M., 1989. Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Czachówek-1. NAG PIG-PIB [132392], Warszawa.
- CHEŁMIŃSKI J., CZURYŁOWICZ K., NOWACKI Ł., TOMASZCZYK M., 2014. Model geologiczny jako kompleksowe opracowanie kartograficzne na przykładzie cyfrowego modelu

- geologicznego pokrywy osadowej Basenu Lubelskiego. XIX Międzynarodowe Sympozjum Solne QUO VADIS SAL nt. Współczesne Problemy Górnictwa Solnego, Wągrowiec, 6-11 października 2014: 95-96.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, skala 1:2 500 000. Warszawa.
- DEMBOWSKA J., MAREK S. (red), 1988. MSZCZONÓW IG 1, MSZCZONÓW IG 2, NADARZYN IG 1. *Profile głębokich otworów wiertniczych*, 65:1-412. Wyd. Geol., Warszawa.
- DEPOWSKI S. (red.). 1978. Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- KRASSOWSKA A., (red.), 1973. MAGNUSZEW IG 1. *Profile głębokich otworów wiertniczych*, 4:1-350. Wyd. Geol., Warszawa.
- KRZYWIEC P., 2007. Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biuletyn PIG*, 422: 1-18.
- LENDZION K. (red.), 1975. ŻEBRAK IG 1. *Profile głębokich otworów wiertniczych*, 28:1-269. Wyd. Geol., Warszawa.
- NARKIEWICZ M., JAROSIŃSKI M., KRZYWIC P., WAKSMUNDZKA M., 2007. Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biuletyn PIG*, 422: 19-34.
- PERYT T. M., KASPRZYK A., ANTONOWICZ L., 1996. Upper Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. *Bull of Pol. Academy of Sciences, Earth Sciences*, 44 (3): 121-129.
- PERYT T. M., WAGNER R., 1998. Zechstein evaporite deposition in the Central European Basin: cycles and stratigraphic sequences. *Journal of Seismic Exploration*, 7: 201-218.
- SŁOWAKIEWICZ M., MIKOŁAJEWSKI Z., 2011. Upper Permian Main Dolomite microbial carbonates as potential source rocks for hydrocarbons (W Poland). *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1572-1591.
- WAGNER R., 1994. Stratygrafia i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace PIG*, 146, 1-71. Warszawa.
- WAGNER R., 2012. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w Polsce. PIG-PIB.
- WAGNER R., PERYT T. M., 1998. O możliwościach podziału cechsztynu w sekwencje stratygraficzne w basenie polskim. *Prace PIG*, CLXV: 129-146.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Zb., KARNKOWSKI P. H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. 1-60. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.
- ŻELICHOWSKI A., 1990. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Szwejki IG-3. NAG PIG-PIB [132550], Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A., KOZŁOWSKI S. (red), 1983. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. International Geological Correlation Programme. Instytut Geologiczny, Wyd. Geologiczne, Warszawa.





# Contribution to mineralogy and geochemistry of *Tonmittelsalz* (z3TM) and *Tonbrockensalz* (z4TS) in the German Zechstein

*Wkład do mineralogii i geochemii Tonmittelsalz (z3TM) i Tonbrockensalz (z4TS)  
z niemieckiego cechsztyynu*

Julia ONNEKEN, Michael SCHRAMM & Jörg HAMMER

Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR),  
Stilleweg 2, 30163 Hannover, Germany, e-mail: julia.onneken@bgr.de

## ABSTRACT

In the German Zechstein basin, two main clay-bearing salt strata occur, in fact *Tonmittelsalz* in Z3 (Leine formation) and *Tonbrockensalz* in Z4 (Aller Formation). These units may correlate with the Brown Zuber (Na3t) and Red Zuber (Na4t) in the Polish Zechstein basin. To mark out the characteristics of *Tonmittelsalz* and *Tonbrockensalz*, BGR started detailed mineralogical-geochemical investigations. Even though these units are characterized by a similar mineral composition of mainly halite with subordinate quantities of anhydrite and clay minerals, differences were observed. Based on microscopical observations, carbonate is only existing in *Tonmittelsalz* and polyhalite is more common in *Tonbrockensalz*. Characteristic for *Tonmittelsalz* seem to be clay bands with idiomorphic halite and a breccious fabric for *Tonbrockensalz*. Similarities to the equivalent zuber beds were observed. This ongoing project will be continued with more samples from other locations.

**Keywords:** clay-bearing salt strata, *Tonmittelsalz*, *Tonbrockensalz*, Zechstein, zuber

## STRESZCZENIE

W niemieckiej części basenu cechsztyńskiego występują dwie główne warstwy soli ilastych: *Tonmittelsalz* w cyklotemie Z3 (formacja Leine) i *Tonbrockensalz* w cyklotemie Z4 (formacja Aller). Warstwy te korelują się z Brązowym Zubrem (Na3t) i Czerwonym Zubrem (Na4t) w polskiej części basenu cechsztyńskiego. BGR wykonało badania mineralogiczne

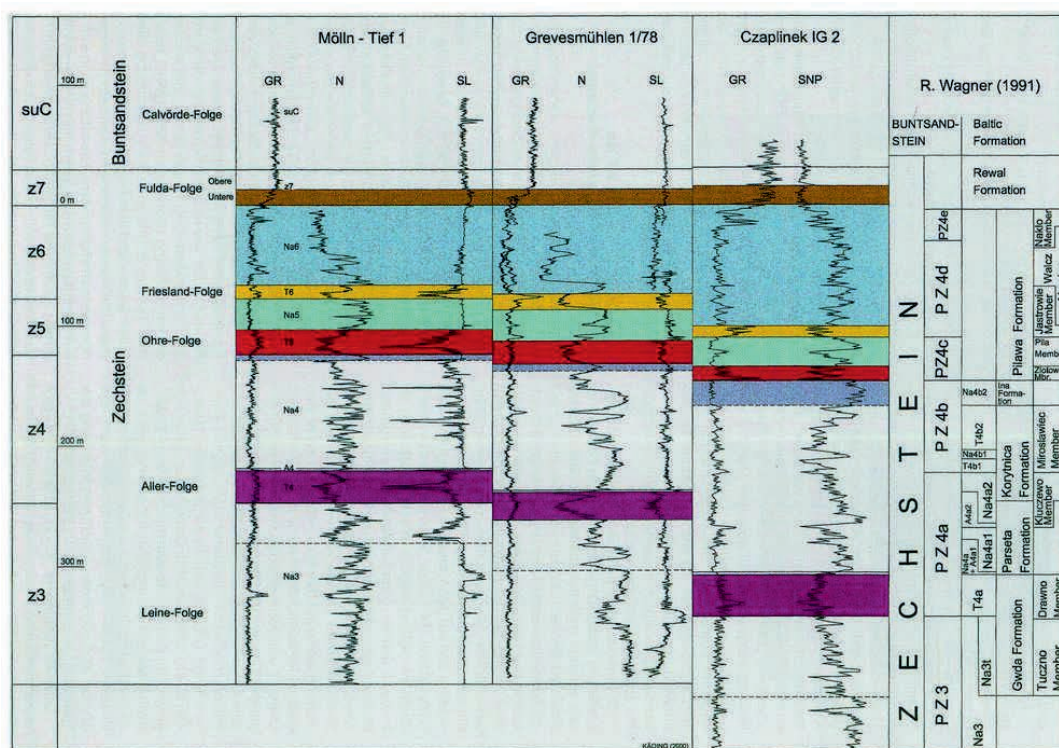
i geochemiczne soli *Tonmittelsalz* i *Tonbrockensalz*, aby uzyskać ich szczegółową charakterystykę. Pomimo podobieństwa składu mineralnego, w którym głównymi minerałami są halit, anhydryt i ilowce zaobserwowano różnice. Na podstawie obserwacji mikroskopowych stwierdzono, że węglany występują tylko w *Tonmittelsalz*, natomiast polihalit jest częściej spotykany w *Tonbrockensalz*. Ponadto, w *Tonmittelsalz* ilowce tworzą pasma z idiomorficznymi kryształami halitu, a w *Tonbrockensalz* występują brekcje. Badania opisanych soli są nadal prowadzone.

**Słowa kluczowe:** warstwy soli ilastych, *Tonmittelsalz*, *Tonbrockensalz*, cechsztyński zuber

## INTRODUCTION

One of the most interesting lithologies in evaporites are clay-bearing salt strata, e.g. the clay-bearing salt layers in the upper part of the Leine (Z3) and Aller (Z4) formations of the North German Zechstein basin (Permian). During the sedimentation of salt formations, frequent periods of clastic sedimentation with deposition of salt clays and clay-bearing salt layers are documented. Depending on the paleogeography of the Zechstein basin and the conditions of sedimentation, the lithological types of salt clays and clay-bearing salt layers developed differently.

BGR started detailed mineralogical and geochemical studies of the salt clay *Grauer Salzton* (z3GT) at the bottom (e.g. Kühn 1938, Lotze 1938, Niemann 1960, Gruner et al. 2003, Bornemann et al. 2008) and the clay-bearing strata *Tonmittelsalz* (z3TM) at the top of the Leine formation (e.g.

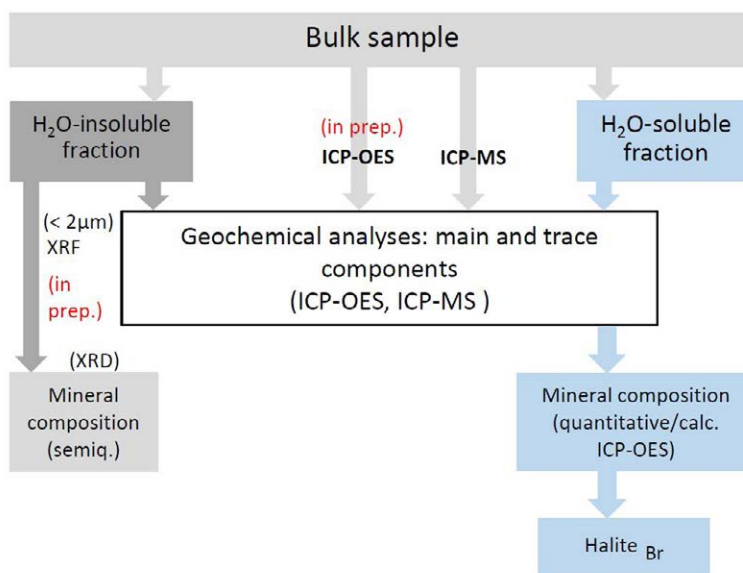


**Fig. 1.** Zechstein Z4 to Z7 in the Ostholstein-Westmecklenburg Basin in comparison (colored marked stratigraphic units) with the basin facies in Poland (Käding 2000).

**Ryc. 1.** Profil cechsztywny od cyklotemów Z4 do Z7 w basenie Ostholstein-Westmecklenburg (ogniwa stratygraficzne zaznaczone na kolorowo) w porównaniu z ogniwi basenu polskiego (Käding 2000).

Herde 1953, Bornemann et al. 2008) as well as the salt clay and clay-bearing strata of the Aller formation. The Aller formation is characterized by more detrital units. The bottom is formed by the salt clay *Roter Salzton* (z4RT) (e.g. Kühn 1938, Lotze 1938, Herde 1953, Kästner 1999, Gruner et al. 2003, Bornemann et al. 2008) and the upper parts by the clay-

-bearing strata of *Tonbrockensalz* (z4TS) (Bornemann et al. 2008), *Tonbanksalz* (z4TB) (Klarr, Paul 1991), and at the top by the *Oberer Aller-Ton* (z4OT) (Kästner 1999). The younger formations like the Ohre (Z5), Friesland (Z6), and Mölln formations (Z7) show salt clay strata as well (Kästner 1999). Based on well logs, the Zechstein Z4 to Z7 evaporites in the



**Fig. 2.** Schematic chart of the geochemical and mineralogical analyses. ICP-OES – inductively coupled plasma optical emission spectrometry, ICP-MS – inductively coupled plasma mass spectrometry, XRF – x-ray fluorescence.

**Ryc. 2.** Schematyczny diagram badań geochemicznych i mineralogicznych, ICP-OES – spektrometria emisyjna ze wzbudzeniem plazmowym, ICP-MS – spektrometria mas sprzężona z plazmą wzbudzaną indukcyjnie, XRF – fluorescencja rentgenowska



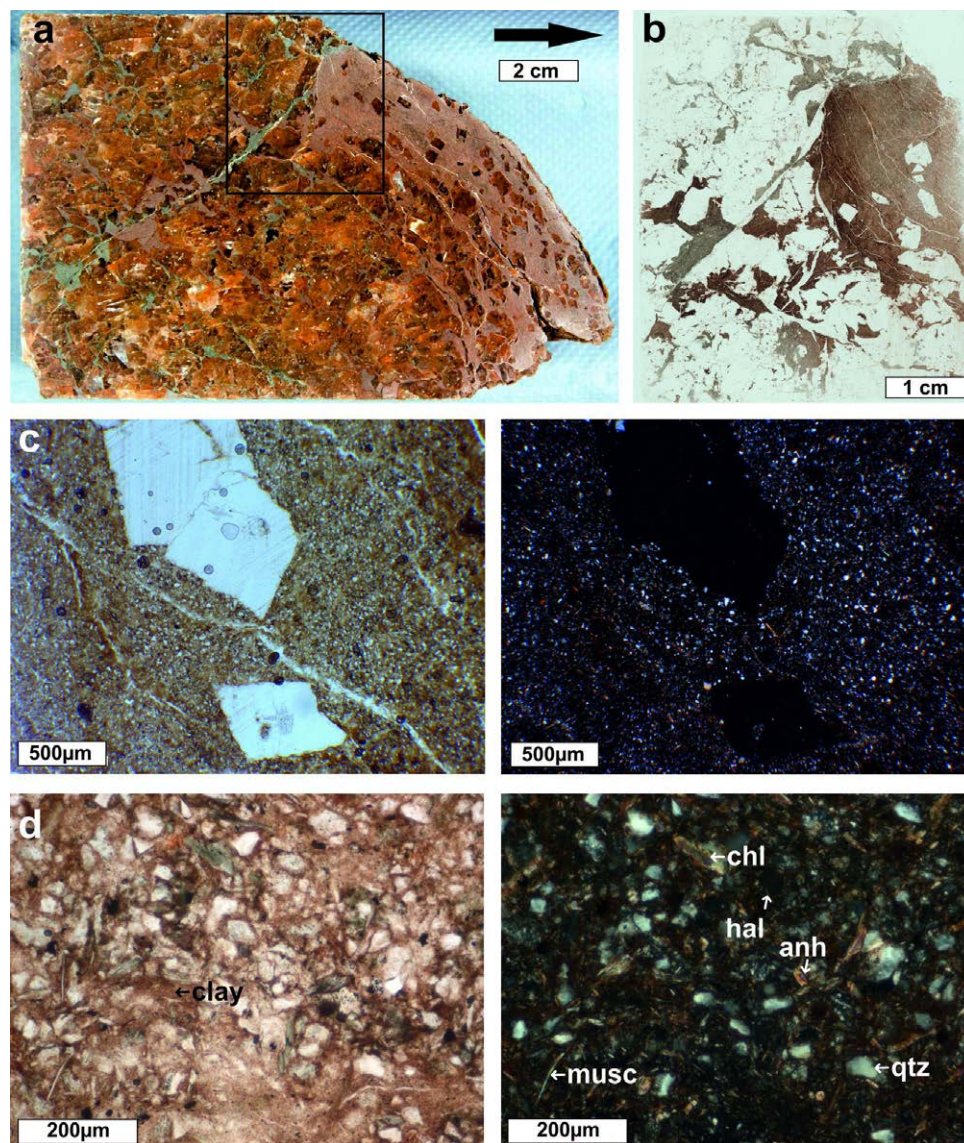
German basin may correlate with the according strata in the Polish Basin (Fig. 1). Käding (2000) linked *Tonmittelsalz* and *Roter Salzton* to the Gwada formation including Brown Zuber (Na3t) in Z3 (Wachowiak et al. 2014), *Tonbrockensalz* and *Tonbanksalz* to the Korytnica formation including Red Zuber (Na4t) in Z4 (Natkaniec-Nowak et al. 2014), and the Ohre- and Friesland formations to the Pilawa formation.

#### MATERIAL AND METHODS

To point out the similarities and differences of *Tonmittelsalz* and *Tonbrockensalz*, we used different methods like microscopy (polarization and scanning electron microscope – SEM), computed tomography (CT), x-ray diffraction (XRD),

and chemical analyses of the soluble and insoluble components. The analysis scheme used to achieve a full mineralogical-geochemical analysis is complex (Fig. 2).

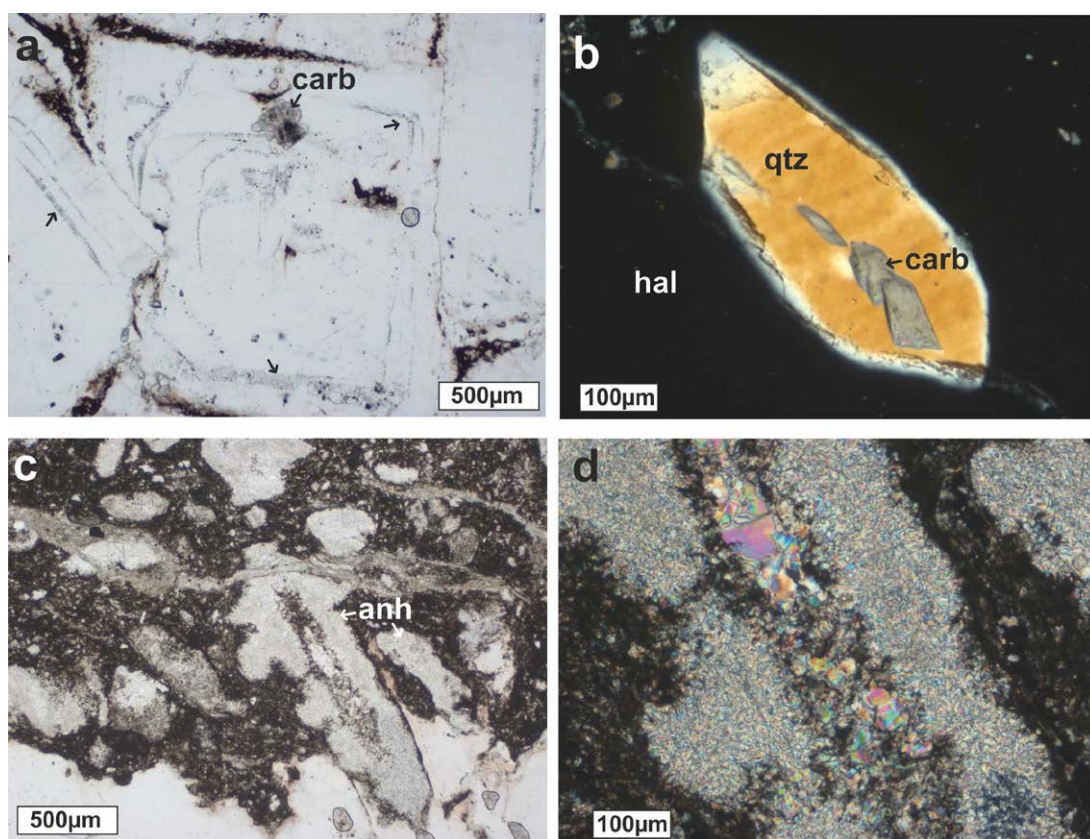
At the first stage of investigations, samples were taken from the deep borehole Go1004 in the south-eastern flank of the Gorleben salt dome. The layers in the salt dome flank lay steeply and are folded (Bornemann, Fischbeck, 1988). The Gorleben salt dome is located in the eastern part of Lower Saxony near the river Elbe. The structure strikes from NE to SW with an approximate length of 14 km and a minimum width of 4 km, continuing for another 16 km to the River Elbe as the Rambow salt dome, although with reduced width. The salt table is approximately 250 m below ground level whilst



**Fig. 3.** Macro- and microphotographs of medium *Tonmittelsalz* (z3TM2/t), a) polished surface of a core of the Go1004 (depth: 1724.80 – 1724.90 m), arrow points in drilling direction, b) zoom of (a), thin section, c) idiomorphic halite crystals within the clay matrix with halite filled fractures, d) clay matrix with clay minerals, quartz (qtz), anhydrite (anh), halite (hal), muscovite (musc), and chlorite (chl), all microphotographs: with parallel polarizers (left), with crossed polarizers (right).

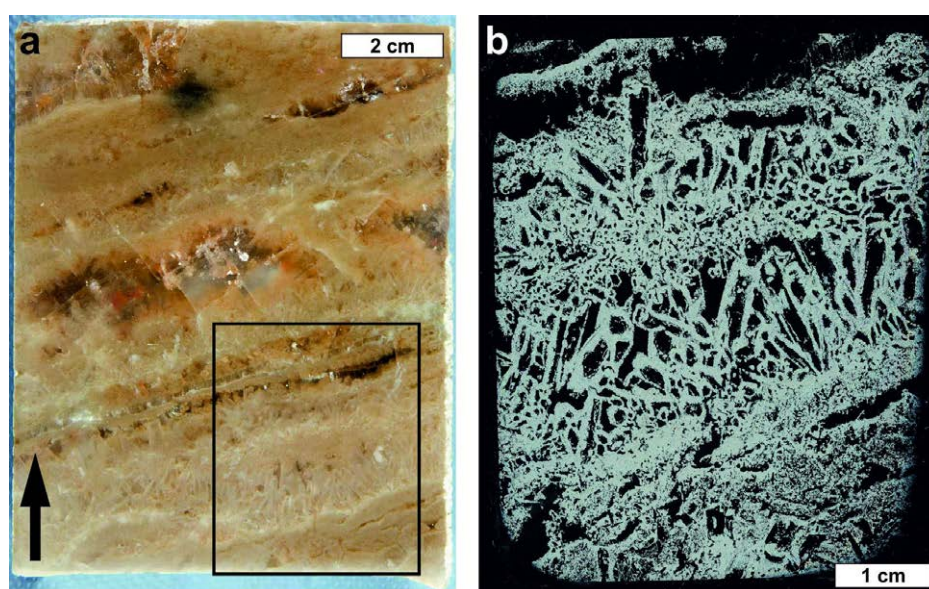
**Ryc. 3.** Zdjęcia w skali makro- i mikro- średnich *Tonmittelsalz* (z3TM2/t), a) wypolerowana powierzchnia rdzenia wiertniczego Go1004 (głębokość: 1724.80 – 1724.90 m), strzałka pokazuje kierunek wiercenia, b) fragment zdjęcia (a), c) idiomorficzne kryształy halitu w iłowcowym matrix oraz spękania wypełnione halitem, d) iłowcowa matrix z minerałami ilastymi, kwarcem (qtz), anhydrytem (anh), halitem (hal), muskowitem (musc) i chlorytem (chl), zdjęcia przy skrzyżowanych nikolach po prawej stronie, przy równoległych nikolach po lewej stronie.





**Fig. 4.** Microphotographs of lower Tonmittelsalz (z3TM1/t), a) halite crystals with fluid trails (arrows), carbonate (carb), and clay on the grain boundaries, b) quartz (qtz) crystal with carbonate (carb) crystals in halite (hal) matrix, c) anhydrite aggregates (anh) in clay matrix, d) zoom in (c), bigger anhydrite crystals and clay in the center of the anhydrite aggregate, all microphotographs: with parallel polarizers (left), with crossed polarizers (right).

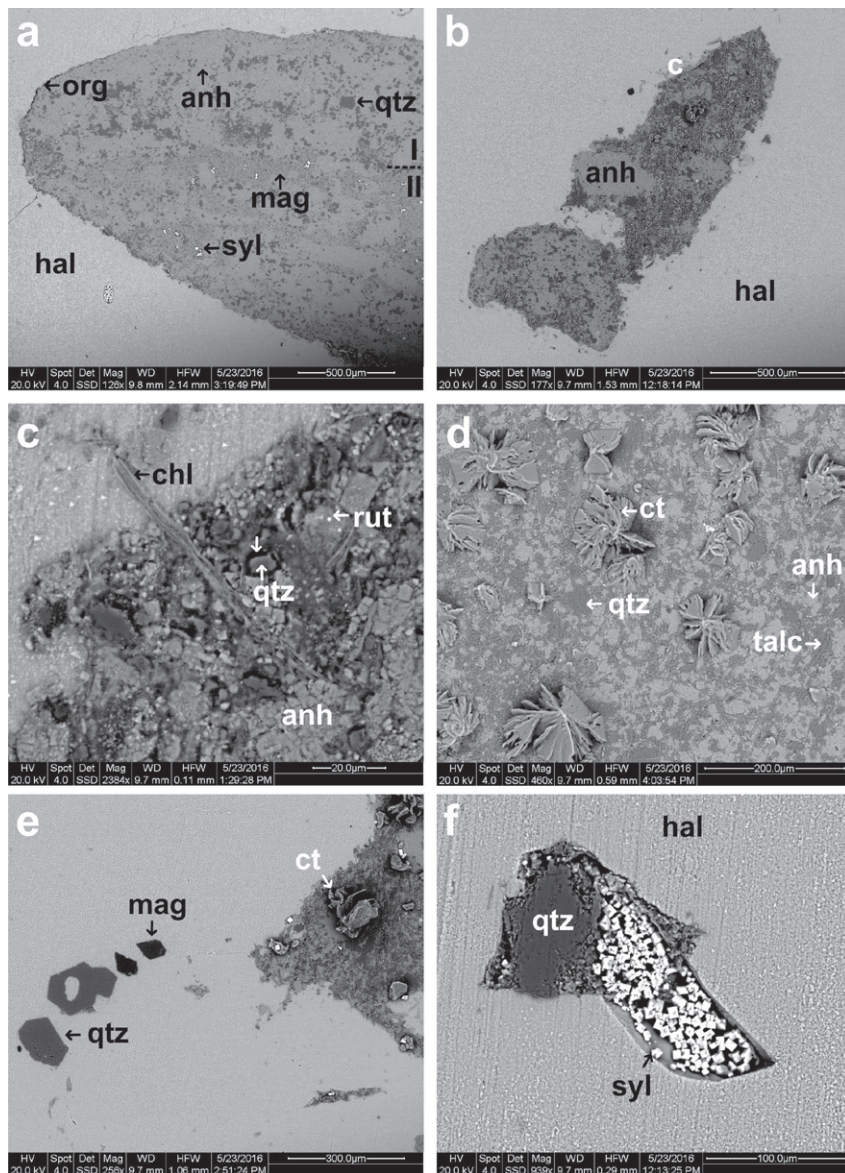
**Ryc. 4.** Zdjęcia mikroskopowe dolnego Tonmittelsalz (z3TM1/t), a) kryształy halitu ze śladami roztworów (strzałki), węglany (carb), i ilowca na granicach ziaren, b) kryształ kwarcu (qtz) z węglanami (carb) w matrix halitowym (hal), c) skupienia anhydrytu (anh) w ilowym matrix, d) powiększenie (c), większe kryształy anhydrytu i ilowca w centrum skupień anhydrytowych, zdjęcia przy skrzyżowanych nikolach po prawej stronie, przy równoległych nikolach po lewej stronie.



**Fig. 5.** Anhydrite layer in the halitic rock salt layer of lower Tonmittelsalz (z3TM1/na): a) polished surface of a core of the Go1004 (depth: 1720.80 – 1720.96 m), arrow points in drilling direction, b) Scan of a thin section with crossed polarizers.

**Ryc. 5.** Warstwa anhydrytu w warstwie halitowej soli kamiennej dolnej Tonmittelsalz (z3TM1/na): a) wypolerowana powierzchnia rdzenia Go1004 (głębokość: 1720.80 – 1720.96 m), strzałka wskazuje kierunek wiercenia, b) skan płytki cienkiej przy skrzyżowanych nikolach.





**Fig. 6.** SEM images of *Tonmittelsalz* (z3TM), a) anhydrite aggregate with two zones (I and II), b) aggregates with anhydrite and clay matrix, c) zoom in (b), clay matrix with chlorite (chl), quartz (qtz) with a dark rim, anhydrite (anh), and rutile (rut), d) clay matrix with carnallite (ct) flakes, e) quartz and magnesite (mag) in halite (hal) matrix and carnallite flakes in clay matrix, f) pore with sylvite (syl) cubes and quartz.

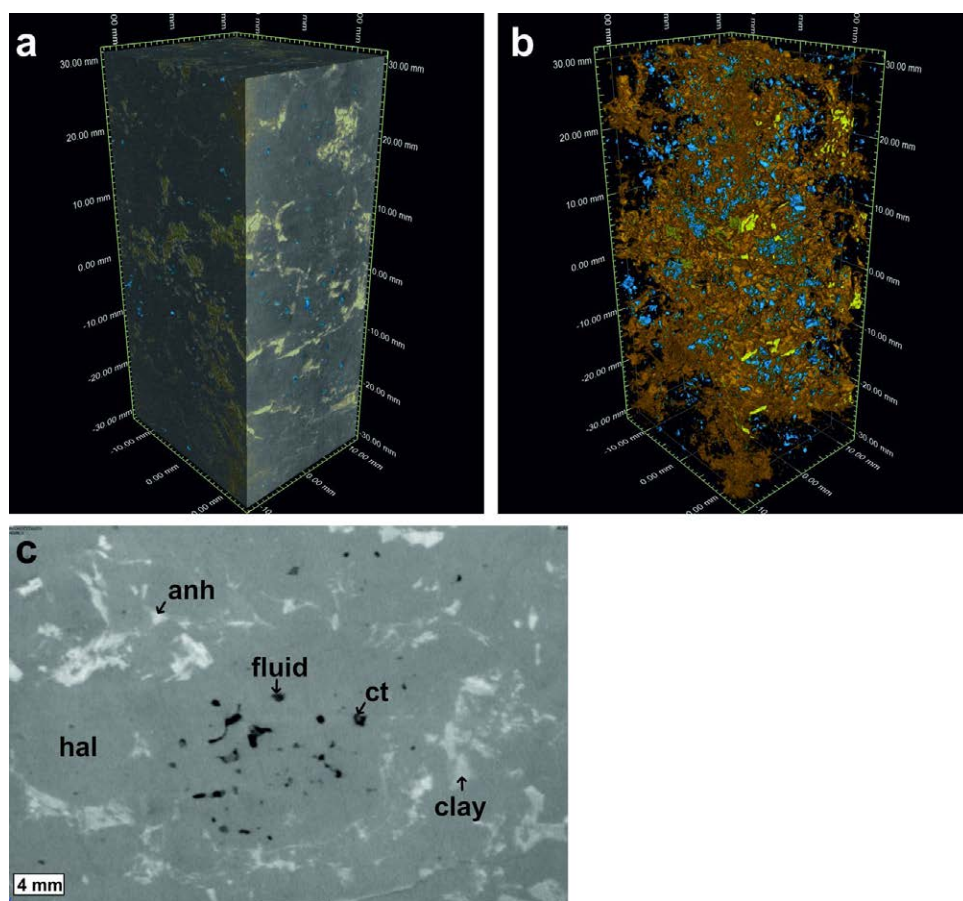
**Ryc. 6.** Obrazy SEM *Tonmittelsalz* (z3TM), a) skupienia anhydrytów z dwoma strefami (I i II), b) skupienia z anhydrytem i ilastym matrix, c) powiększenie (b), ilowe matrix z chlorytem (chl), kwarc (qtz) z ciemnymi pasmami, anhydryt (anh) i rutil (rut), d) ilowe matrix z karnalitowymi (ct) płatkami, e) kwarc z magnezytem (mag) w halitowym (hal) matrix i płatkami karnalitu w ilowym matrix, f) por z kryształami sylwinu i kwarcu w halicie.

the base of the Zechstein lies at a depth of between 3200 and 3400 m (Bornemann et al. 2008).

## RESULTS

Macro- and microscopical studies of *Tonmittelsalz* (z3TM) were divided into three subunits consisting of clay-bearing rock salt (z3TM1/t, z3TM2/t, z3TM3/t) with nearly halitic rock salt (z3TM1/na, z3TM2/na) in between. The normal thickness is around 36 m (Bornemann et al. 2008). The microscopically studied section is located at a depth between 1713.5 – 1755.8 m and lays upside-down.

The clay-bearing subunits of *Tonmittelsalz* consist of grey-green and slightly orange rock salt with grey or brown-red clay-rich flakes and layers (Fig. 3a). The clay amount increases to the top of the *Tonmittelsalz*. The clay appears as clay-rich flakes between halites as well as in 1 to 3 mm thick layers in z3TM1/t and in layers of up to 5 cm thickness in z3TM2/t and z3TM3/t. Halite crystals are fine to medium-grained (2 to 10 mm) with lots of fluid inclusions, which appear like chevron crystals (Fig. 4a). Idiomorphic quartz and carbonate crystals are common in the halite matrix (Fig. 4b). The clay rich matrix consists mainly of quartz, anhydrite, chlorite,



**Fig. 7.** CT images of upper Tonmittelsalz (z3TM3/t): a) volume body of the sample, b) volume body with three phases, brown: clay, yellow: anhydrite, blue: micropores, c) slice image with halite (hal), clay, anhydrite (anh), fluids, and probably carnallite (ct).

**Ryc. 7.** Obraz CT górnej Tonmittelsalz (z3TM3/t): a) widok objętościowy próbki, b) widok objętościowy próbki z trzema fazami: brązową-ił, żółtą-anhydryt, niebieską-makropory, c) obraz przekroju z halitem (hal), iłem, anhydrytem (anh), fazą ciekłą, i prawdopodobnie karnalitem (ct).

muscovite, magnesite, and hematite (Fig. 3d). The grain sizes of these components are below 100  $\mu\text{m}$  and most of the sheet silicates are crypto-crystalline. Unique in the z3TM1/t are anhydrite aggregates with rounded, irregular shapes in sizes up to 1.5 mm (Fig. 4c, d). Idiomorphic halite crystals with sizes up to 2 cm are often present in clay-rich layers in z3TM2/t and especially in the highest subunit, z3TM3/t (Fig. 3a, b, c). In the SEM, idiomorphic magnesite crystals were detected. Carnallite flakes on the surface of the thick sections probably grew out of filled pores after preparation (Fig. 6d). The CT analysis shows a more or less uniform, isotropic distribution of clay and anhydrite without a preferred orientation. Within the halite matrix, lobate pores with a fluid phase are associated with carnallite (Fig. 7).

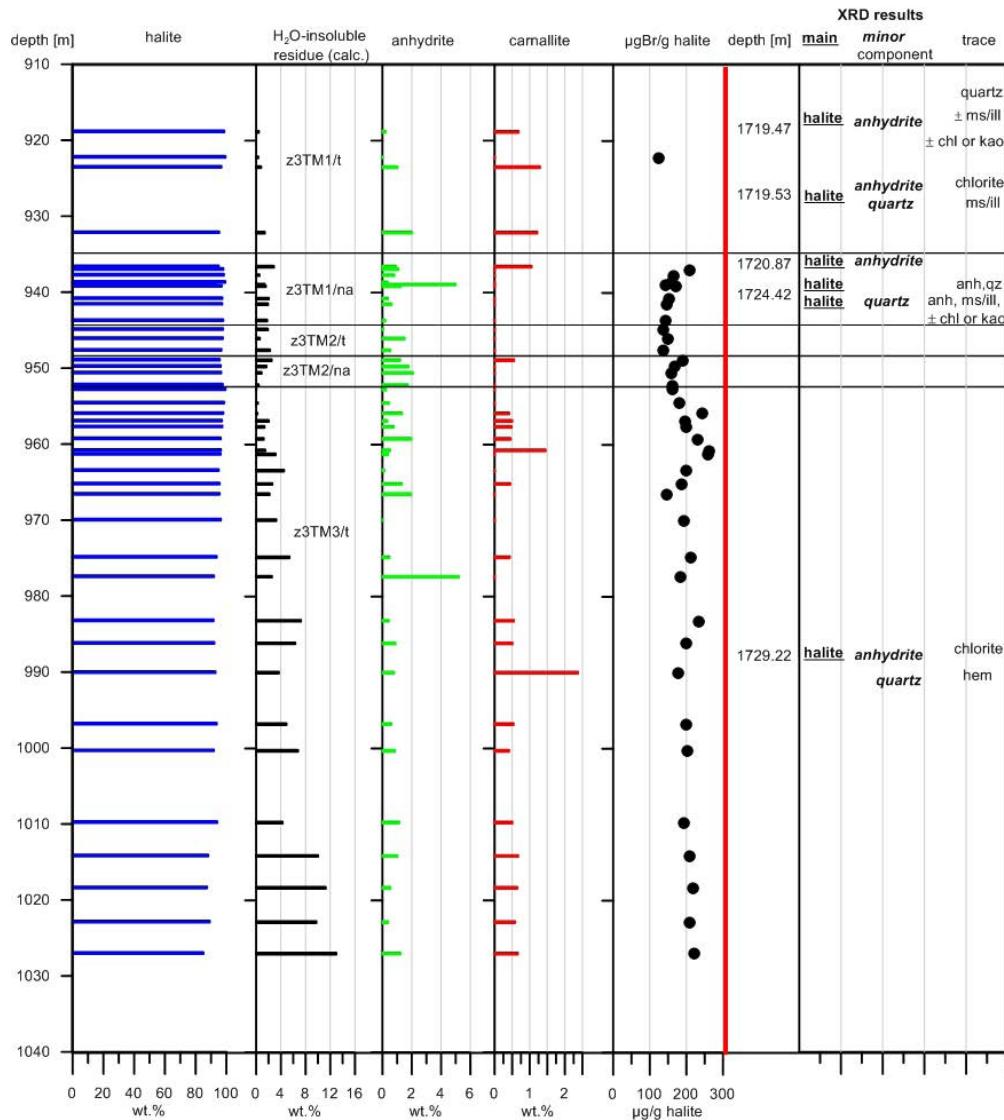
The halitic rock salt subunits between the clay-rich subunits consist of orange or red colored, fine to medium grained (1 to 10 mm) halite with some clear crystals up to 5 cm in size. Some orange-red clusters of carnallite occur. In the lower subunit (z3TM1/na), a distinct anhydrite-halite layer with anhydrite needles, which grow nearly perpendicular or V-shaped to the bedding with halite lenses between them, can be observed (Fig. 5).

## GEOCHEMICAL RESULTS OF *TONMITTELSALZ*

The geochemically investigated sections of the z3TM in the Go1004 are located between 918.85 – 1027.00 m and 1719.47 – 1729.23 m. In the section 918.85 – 1027.00 m the quantitative mineralogical composition of the z3TM varies in parts obviously (Fig. 8).

The mineral assemblage is dominated by halite in all subsequences (applies also for the z3TM at 1719.47 – 1729.23 m; XRD analyses). From the z3TM1/t to the z3TM2na the halite content shifts between 93 and 99 wt. % with mean values of 97 – 98 wt. %, whereat in the youngest subsequence, the z3TM3/t, the halite concentration decreases to a mean value of 94 wt. % (85 – 99 wt. %). In contrast, the insoluble residue increases in direction to the younger unit with a maximum of 13 wt. % (Fig. 8). The insoluble residue is characterized by quartz as a minor component in the z3TM1 and z3TM3/t. Traces of silicates are common, such as chlorites, muscovite/illite or kaolinite (Fig. 8). In all subunits of the z3TM, anhydrite was observed. A mean value of about 1 wt. % anhydrite has been detected in the z3TM1 (minor component from 1719.47 – 1724.42 m depth; XRD analyses), z3TM2/t, z3TM3/t (mi-





**Fig. 8.** Quantitative mineralogical composition and Br content of halites in the Go1004 (918 – 1028 m), based on ICP-OES analyses. On the right hand side: XRD analyses of selected samples of a deeper section of Go1004 (1719.47 – 1729.22 m).

**Ryc. 8.** Ilościowy skład mineralny i zawartość Br w halicie z Go1004 (918 – 1028 m), oparty na analizie ICP-OES. Na prawo: analiza XRD wybranych próbek z głębszych części Go1004 (1719.47 – 1729.22 m).

nor component in 1729.22 m; XRD analyses); and approx. 2 wt. % in the z3TM2/na. The highest anhydrite concentration of approx. 5 wt. % has been analyzed in the z3TM1/na and z3TM3/t. Carnallite was detected locally, only in small quantities, in the z3TM1 approx. 1 wt. % (max.) and in the z3TM3/t up to approx. 2 wt. % (Fig. 8).

The Br concentrations of the halites show obvious differences (Fig. 8). A Br content of 143 – 210 µg/g halite (mean = 161 µg/g halite) were detected in the stratigraphically lying section (z3TM1/t) and the highest Br concentrations of the halites in the youngest subunit (z3TM3/t) with 146 – 263 µg/g halite (mean = 204 µg/g halite).

An overview about the trace elements (left column) and the rare earth elements (REE) of the drilled z3TM (1719.47 – 1729.23 m) is displayed in Fig. 9.

The Li content mainly correlates with the Rb and Zr content, partly at a relative high level with the exception of the z3TM1/na, where both are much lower concentrated than Li. The Li content varies between 6 and 143 µg/g (Fig. 9). Rb contents of 0.14 – 82 µg/g and Zr contents of 0.12 – 162 µg/g have been detected. The Tl content in all samples is < 1 µg/g. Co (0.4 – 8.3 µg/g), Cs (0.4 – 8.7 µg/g), and Pb (0.2 – 4.4 µg/g) show comparable concentrations and trends.

The rare earth elements (REE) of z3TM show overall a comparable complimentary trend to the trace elements displayed in blue on the left hand side of Fig. 9. The samples of z3TM document increasing trace element and REE concentrations in direction to the younger section, which is characterized by a higher clay mineral content (Fig. 9).

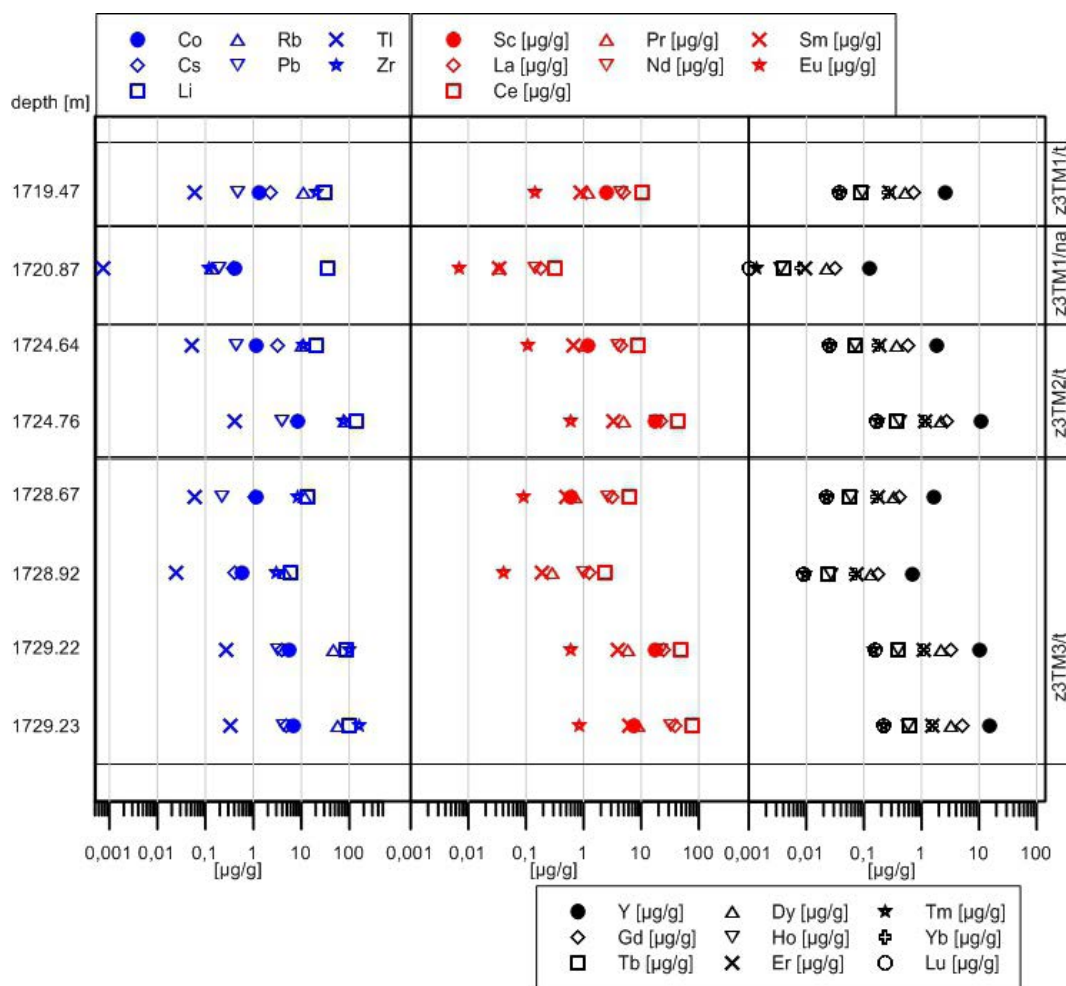


Fig. 9. Trace (blue) and rare earth element concentrations of z3TM in the Go1004 (section: 1719.47 – 1729.23 m).

Ryc. 9. Pierwiastki śladowe (niebieski) i pierwiastki ziem rzadkich z z3TM w Go1004 (głębokość: 1719.47 – 1729.23 m).

#### MACRO- AND MICROSCOPICAL STUDIES OF TONBROCKENSALZ

*Tonbrockensalz* (z4TS) was drilled twice in the Go1004. Mineralogical and geochemical studies were performed on samples between 1803.5 – 1825.5 m and additionally, geochemical analysis was performed on one sample from 1874.5 m. The normal thickness is approximately 15 m (Bornemann et al. 2008). The *Tonbrockensalz* is divided into a lower and an upper subunit.

The lower *Tonbrockensalz* (Fig. 10) consists of a brown clay-bearing rock salt with a clay/anhydrite content of approximately up to 10 % at the bottom and top. The layer in between is characterized by an orange halitic rock salt with impurities less than 5 %. In the clay-bearing bands, halite crystals with sizes of up to 2 cm are embedded in a vague layering. Red-brown or grey clay consist of thin bands, clasts up to 2 cm in size with anhydrite or coats of halite crystals. The halitic rock salt is characterized by halite crystals with sizes up to 5 cm within a fine-grained (0.5 – 3 mm) and often elongated halite matrix (Fig. 12a, b). Fluid inclusions decorate grain boundaries (Fig. 12a) or show rectangular patterns within ha-

lite crystals like chevrons (Fig. 11c, d). Anhydrite aggregates in the halite matrix consist of up to 300 µm (hyp)-idiomorphic crystals with lots of polyhalite and often associated with a rim of clay matrix, which was observed in the upper *Tonbrockensalz* also (Fig. 14a, b). In the clay matrix rounded quartz (50 to 100 µm) and anhydrite is very common as well as chlorite, feldspar, muscovite, celestine, and hematite (Fig. 13a, b). Some carnallite is present as well. Shear bands appear in the clay matrix (Fig. 13b).

The upper *Tonbrockensalz* (Fig. 11) is an orange rock salt with a breccious fabric of halite and clay clasts up to 5 cm in size embedded in a fine-grained halite matrix with carnallite nests. Several fractures cross cut the rock with fibrous halite. The clay clasts show an internal breccious fabric of very fine-grained, opaque clay, coarser clay-rich clasts and anhydrite aggregates or bands in a quartz, anhydrite, and clay matrix (Fig. 14c, d).

Celestine and zircon were detected by SEM (Fig. 15). In the CT, clay mineral coating of idiomorphic halite crystals in a halite matrix and an aligned orientation of clasts associated with fractures was observed (Fig. 16).



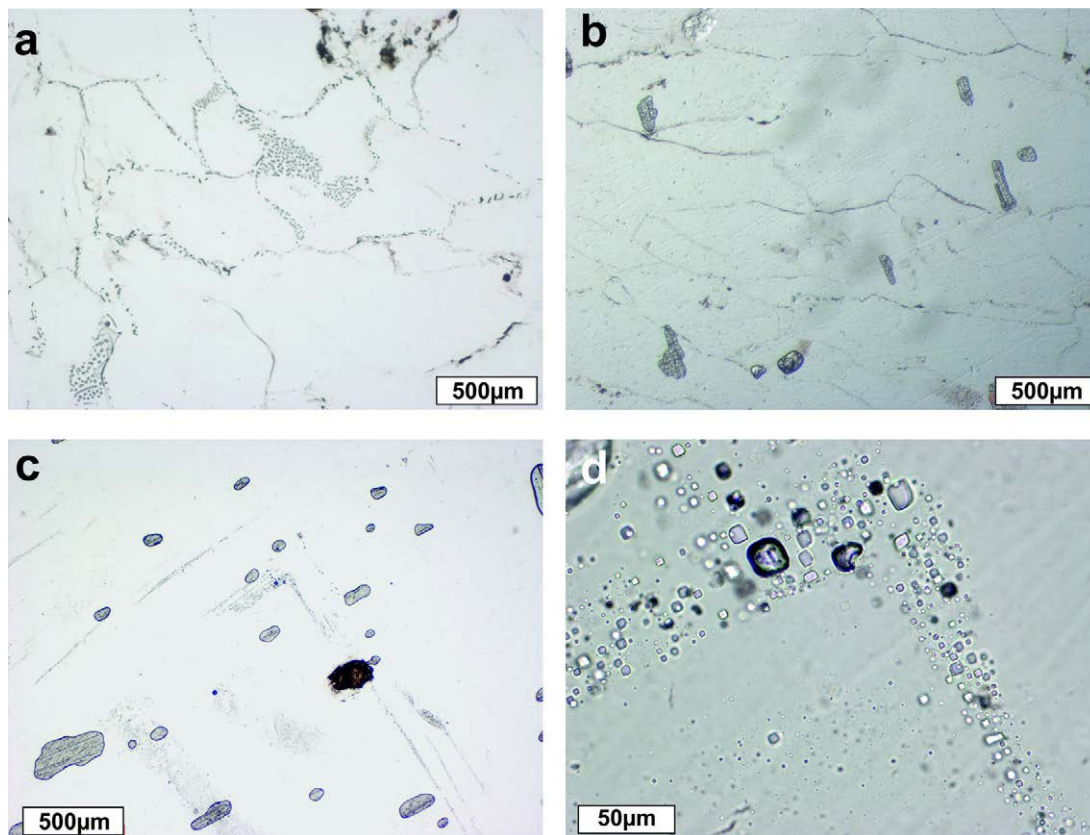
**Fig. 10.** Lower Tonbrockensalz (z4TSU): Polished surface of a core of the Go1004 (depth: 1808.30–1808.47 m); arrow points in drilling direction.

**Ryc. 10.** Niższa Tonbrockensalz (z4TSU): polerowane powierzchnie rdzenia Go1004 (głębokość: 1808.30–1808.47 m); strzałka wskazuje kierunek wiercenia.



**Fig. 11.** Upper Tonbrockensalz (z4TSU): Coarse-grained rock salt with fractures, fibrous halite, and clay clasts; Polished surface of a core of the Go1004 (depth: 1814.30–1814.44 m); arrow points in drilling direction.

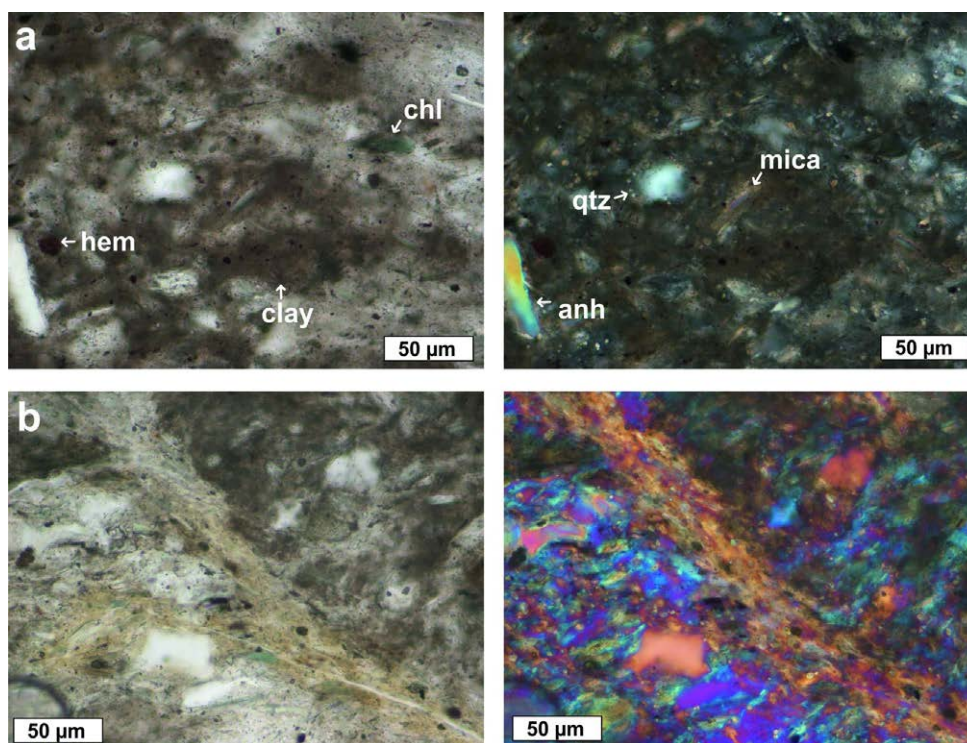
**Ryc. 11.** Górna Tonbrockensalz (z4TSU): gruboziarnista sól kamienna ze spękaniem, halitem włóknistym i klastami ilowca. Polerowane powierzchnie rdzenia Go1004 (głębokość: 1814.30–1814.44 m); strzałka wskazuje kierunek wiercenia.



**Fig. 12.** Microphotographs of lower Tonbrockensalz (z4TSU): a) halite crystals with fluids on grain boundaries, b) elongated halite crystals, c) fluid trails within a halite crystal, d) zoom into (c) angular shaped fluid inclusions, all microphotographs with parallel polarizers.

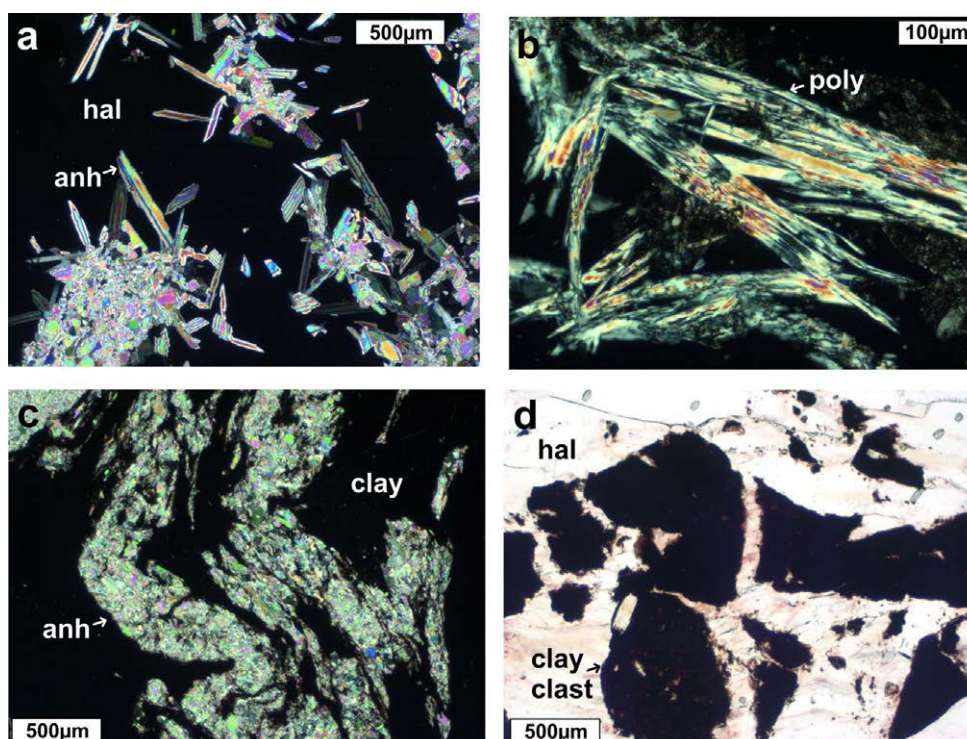
**Ryc. 12.** Obrazy mikroskopowe dolnej Tonbrockensalz (z4TSU): a) kryształy halitu ze śladami cieczy na granicach ziaren, b) wydłużone kryształy halitu, c) ślady cieczy w kryształach halitu, d) zbliżenie (c) kanciaste inkluzje ciekłe, wszystkie zdjęcia przy równoległych nikolach.





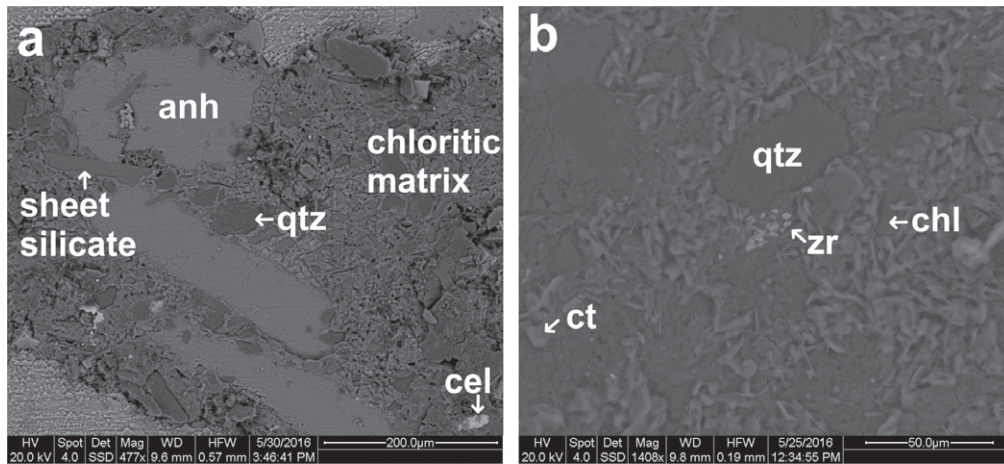
**Fig. 13.** Microphotographs of Lower Tonbrockensalz (z4TSU): a) clay matrix with chlorite (chl), anhydrite (anh), mica, quartz (qtz), and hematite (hem), b) clay matrix with a quartz-rich shear band (right: with lambda plate), all microphotographs: with parallel polarizers (left), with crossed polarizers (right).

**Ryc. 13.** Obrazy mikroskopowe Tonbrockensalz (z4TSU): a) iłowe matrix z chlorytem (chl), anhydryt (anh), mica, kwarc (qtz), hematyt (hem), b) iłowe matrix z bogatym w kwarc pasmem ścinania, zdjęcia przy skrzyżowanych nikolach po prawej stronie, przy równoległych nikolach po lewej stronie.



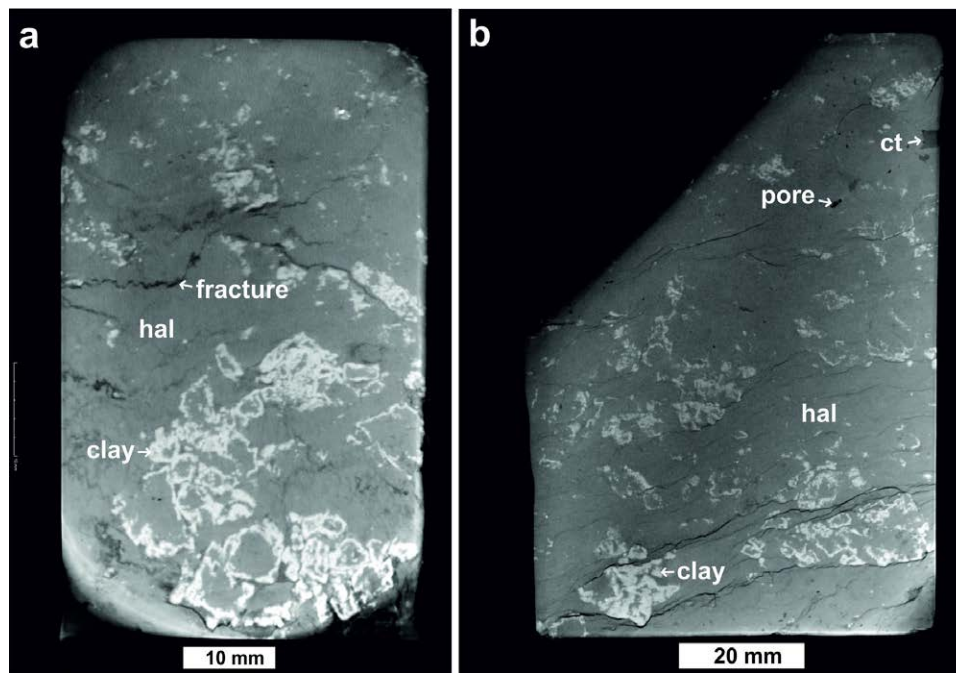
**Fig. 14.** Microphotographs of the Tonbrockensalz (z4TS) a) anhydrite crystals in halite matrix (crossed polarizers), b) polyhalite (poly) crystals (crossed polarizers), c) folded anhydrite layer in clay matrix (crossed polarizers), d) clay clasts in fibrous halite matrix (parallel polarizers).

**Ryc. 14.** Obrazy mikroskopowe Tonbrockensalz (z4TS) a) kryształy anhydrytu w halitowym matrix (skrzyżowane nikole), b) kryształy polihalitu (poly) (skrzyżowane nikole), c) zafałdowane warstwy anhydrytu w iłastym matrix (skrzyżowane nikole), d) klasty iłowca w halicie włóknistym (nikole równoległe).



**Fig. 15.** SEM images of a) chloritic matrix with anhydrite (anh), quartz (qtz), sheet silicates, and celestine (cel), b) matrix with quartz (qtz), chlorite (chl), carnallite (ct), and zircon (zr).

**Ryc. 15.** Obraz SEM Tonbrockensalz (z4TS), a) chlorytowe matrix z anhydrytem (anh), kwarcem (qtz), pakietowymi krzemianami, celestynem (cel), b) matrix z kwarcem (qtz), chlorytem (chl), karnalitem (ct) i cyrkonem (zr).



**Fig. 16.** CT images of lower Tonbrockensalz (z4TSU): a) slice image with clay mineral coating of idiomorphic halite crystals in halite matrix, fractures crosscut the sample, b) slice image with clay and probably carnallite (ct) in halite (hal) matrix, with fractures and pores.

**Ryc. 16.** Obraz CT dolnej Tonbrockensalz (z4TSU): a) przekrój z minerałami ilastymi otaczającymi idiomorficzne kryształy halitu w halitowym matrix, spękania przebiegające przez próbkę, b) przekrój z ilowcem i prawdopodobnie karnalitem (ct) w halitowym matrix (hal) ze spękaniami i porami.

#### GEOCHEMICAL RESULTS OF *TONBROCKENSALZ*

The mineralogical composition of the z4TSU at 1808.30 – 1808.36 m depth based on XRD analysis is dominated by halite accompanied by the minor component anhydrite and traces of quartz as well as  $\pm$  muscovite/illite. The trace element concentrations increase to deeper drilling depth at 1874.50 m (Fig. 17). In the middle part of the z4TSU at 1806.35 m are the lowest concentrations, which correlates with the halitic rock salt layer. The Li content varies from 0.8 – 115  $\mu\text{g/g}$

and correlates well with Rb (0.5 – 123.5  $\mu\text{g/g}$ ) and Zr (0.6 – 143.8  $\mu\text{g/g}$ ). Lower concentrations have been detected for Co (0.09 – 13.0  $\mu\text{g/g}$ ), Cs (0.03 – 9.66  $\mu\text{g/g}$ ), Pb (<0.38  $\text{ng/g}$ – 8.7  $\mu\text{g/g}$ ), and Tl (0.002 – 0.6  $\mu\text{g/g}$ ), following almost the same trend as observed for Li, Rb and Zr. The rare earth elements detected in the samples of the z4TS show a comparable complimentary trend to the trace elements (Fig. 17) in direction to deeper drilling sections.



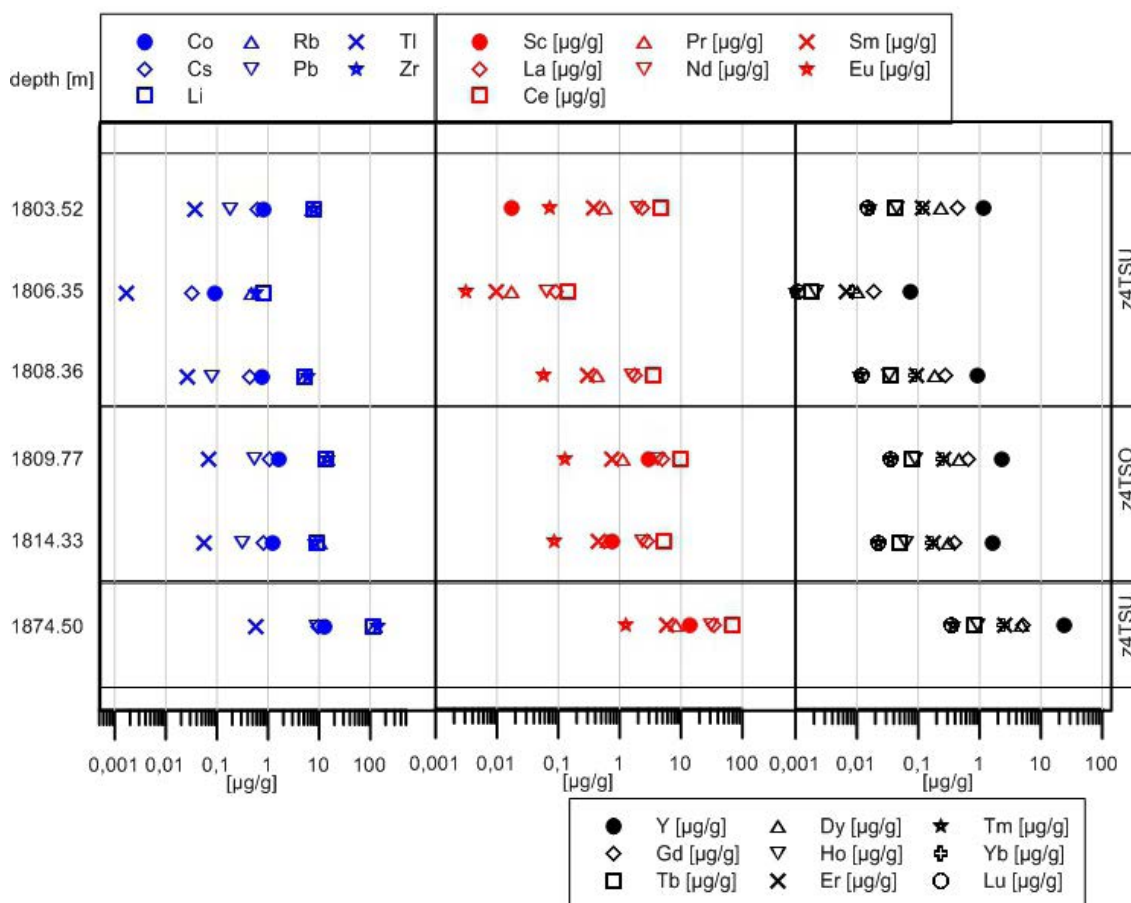


Fig. 17. Trace (blue) and rare earth element concentrations of z4TS in the Go1004 (section: 1803.52 – 1874.50 m).

Ryc. 17. Pierwiastki śladowe i pierwiastki ziem rzadkich z z4TS w Go1004 (sekcja: 1803.52 – 1874.50 m)

## PRELIMINARY CONCLUSIONS

*Tonmittelsalz* and *Tonbrockensalz* are characterized by a similar mineral composition of mainly halite and subordinated anhydrite and clay. However, in detail some differences were observed. According to microscopical studies, carbonate is only existing in the *Tonmittelsalz* and polyhalite is more common in the *Tonbrockensalz*. Clay bands with idiomorphic halite were only detected in the *Tonmittelsalz* and a breccious fabric is significant feature of the *Tonbrockensalz*.

Based on the descriptions of Brown Zuber by Wachowiak et al. (2014) and Red Zuber by Natkaniec-Nowak et al. (2014), *Tonmittelsalz* and *Tonbrockensalz* show some similarities to the equivalent zuber beds. *Tonmittelsalz* and Brown Zuber show a very similar mineral composition and fabrics, like idiomorphic halite crystals up to several cm in a clay-bearing matrix or idiomorphic quartz and carbonate (magnesite and rarely dolomite) crystals. A similar mineralogical composition was observed for *Tonbrockensalz* and Red Zuber as well. A disordered, respectively, breccious fabric of halite blasts and clasts of clay substance in a fine-grained halitic matrix were documented in both units.

## OUTLOOK

Quantitative mineralogical composition and Br content of halites based on ICP-OES analyses for *Tonbrockensalz* is in process as well as ICP-OES analyses for bulk samples of *Tonmittelsalz* and *Tonbrockensalz*. To enhance the data density for trace and rare earth elements, additional samples will be analyzed. Additionally, the water content in the samples will be measured. Samples are already prepared to analyze the fraction  $<2\mu\text{m}$  with XRD and Rietveld method to get qualitative and quantitative data according to the clay minerals. Sulphur isotope studies were started and further isotope systems (oxygen, carbon) will follow. The microstructures and grain size distributions will be analyzed in order to receive additional data for characterizing the sedimentation settings. More samples of other locations (Morsleben and Asse) will be studied. Gorleben represents a central position in the Zechstein basin, Morsleben a transition from central to marginal position, and Asse a marginal position.



## SUMMARY

In the German Zechstein basin, two main clay-bearing salt strata occur, in fact *Tonmittelsalz* in Z3 (Leine formation) and *Tonbrockensalz* in Z4 (Aller Formation). These units may correlate with the Brown Zuber (Na3t) and Red Zuber (Na4t) in the Polish Zechstein basin. To mark out the characteristics of *Tonmittelsalz* and *Tonbrockensalz*, BGR started detailed mineralogical-geochemical investigations. Even though these units are characterized by a similar mineral composition of mainly halite with subordinate quantities of anhydrite and clay minerals, differences were observed. Based on microscopical observations, carbonate is only existing in *Tonmittelsalz* and polyhalite is more common in *Tonbrockensalz*. Characteristic for *Tonmittelsalz* seem to be clay bands with idiomorphic halite and a breccious fabric for *Tonbrockensalz*. Similarities to the equivalent zuber beds were observed. This ongoing project will be continued with more samples from other locations.

## REFERENCES

- BORNEMANN O., FISCHBECK R., 1988. Salzstockuntersuchung Gorleben 1004. Schichtenverzeichnis ab Oberfläche des Salzstocks (Stand. April 1988). Ergebnisbericht. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- BORNEMANN O., BEHLAU J., FISCHBECK R., HAMMER J., JARITZ W., KELLER S., MINGERZAHN G., SCHRAMM M., 2008. Description of the Gorleben Site. Part 3: Results of the geological surface and underground exploration of the salt formation. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- GRUNER M., SCHWANDT A., SITZ, P., 2003. Salzton – Natürliches Analogon für Bentonitdichtelemente im Salinar. *Kali und Salz* 2: 12-17.
- HERDE W., 1953. Die Riedel Gruppe im Zentralen Teil des Nordwestdeutschen Zechsteingebietes (Stratigraphie, Genese und Paläontologie). Dissertation, Göttingen.
- KÄDING K.-C., 2000. Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge). *Kali und Steinsalz* 13 (14): 86-96.
- KÄSTNER H., 1999. Zur Ausbildung des höheren Zechstein in SW-Thüringen. *Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen* 7:3 – 28.
- KLARR K., PAUL, J., 1991. Der Übergang vom Zechstein zum Buntsandstein in den Bohrungen Remlingen 5 und Remlingen 9 (Asse bei Braunschweig). *Zbl. Geol. Paläont, Teil I* 4: 913-928.
- KÜHN R., 1938. Über den Mineralgehalt der Salztone. Schriften aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Kiel Heft 6, Töche, Kiel.
- LOTZE F., 1938. Steinsalz und Kalisalze, Bornträger, Berlin.
- NATKANIEC-NOWAK L., WACHOWIAK J., STACH P., 2014. Mineralogical and petrological characteristics of Red Zuber (Na4t) deposits from the borehole M-34 of the Mogilno Salt Dome. *Salt Review* 10: 13-24.
- NIEMANN H., 1960. Untersuchungen am Grauen Salzton der Grube „Königshall-Hindenburg“, Reyershausen bei Göttingen. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie* 7: 137-165.
- WACHOWIAK J., NATKANIEC-NOWAK L., SMOLINSKI W., 2014. Mineralogical and petrographic characteristics of Brown Zuber (Na3t) deposits from the borehole M-34 of the Mogilno Salt Dome. *Salt Review* 10: 25-38.
- WAGNER, R., 1991. Stratigraphie des höchsten Zechsteins im Polnischen Zentralbeckens. *Zbl. Geol. Paläont, Teil I* 4: 883-892.



## II. KRÓTKIE ARTYKUŁY / SHORT PAPERS

# Badania składu chemicznego aerozolu w Uzdrowisku Kopalnia Soli „Wieliczka” metodą „płuczkową”

### *Chemical composition testing of aerosol spray in the “Wieliczka” Salt Mine using the “scrubbing” method*

Magdalena KOSTRZON<sup>1</sup>, Teresa LATOUR<sup>2</sup>, Artur Jerzy BADYDA<sup>3</sup>,  
Wioletta ROGULA – KOZŁOWSKA<sup>4,5</sup>, Marian LEŚNY<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Kopalnia Soli „Wieliczka” Trasa Turystyczna Sp. z o.o., Park Kingi 10, 32-020 Wieliczka, e-mail: magdalena.kostrzon@kopalnia.pl;

<sup>2</sup> Zakład Tworzyw Uzdrowskich, Narodowy Instytut Zdrowia Publicznego – PZH,  
ul. Słowackiego 8, 60-823 Poznań, e-mail: tlatour@pzh.gov.pl

<sup>3</sup> Politechnika Warszawska, Wydział Instalacji Budowlanych, Hydrotechniki i Inżynierii Środowiska, Warszawa

<sup>4</sup> Instytut Podstaw inżynierii Środowiska PAN, ul. M. Skłodowskiej-Curie 34; 41-819 Zabrze

<sup>5</sup> Wydział Inżynierii Bezpieczeństwa Pożarowego Szkoły Głównej Służby Pożarniczej, ul. Słowackiego 52/54; 01-629 Warszawa

#### STRESZCZENIE

Subterraneoterapia (speleoterapia) stosowana jest w leczeniu przewlekłych chorób układu oddechowego. Jednym z czynników leczniczych występujących w atmosferze podziemnej Uzdrowiska Kopalnia Soli „Wieliczka” jest obecność aerozolu solnego. Ma on działanie osmotyczne, zwiększa aktywność ruchu migawkowego rzęsek nabłonka oskrzeli i pobudza czynność wydzielniczą dróg oddechowych.

W dniach 29.03 – 04.04.2017 roku w kompleksie komór Uzdrowiska Kopalnia Soli „Wieliczka” przeprowadzono badanie powietrza metodą aspiracyjną z wykorzystaniem płuczek. W pobranych próbkach dokonano pomiaru stężenia jonów: Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, F<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>.

Stężenie składników mineralnych w powietrzu podziemnym wyniosło od 2,7 – 8,1 mg/m<sup>3</sup> - średnio we wszystkich próbkach 4,4 mg/m<sup>3</sup>. W pobranych próbkach powietrza dochodzącego do kompleksu komór uzdrowskich wśród oznaczonych składników dominowały: sód, potas, wapń i chlorki. Stężenie aerozolu w granicach oznaczonych aktualnie jest porównywalne z aerozolem nadmorskim. Aerozol wytwarzany obiektach subterraneoterapii charakteryzuje bardzo niska zawartość składników nierozpuszczalnych. Warunki panujące w podziemnym kompleksie komór uzdrowskich, sprzyjają działalności leczniczej ukierunkowanej na leczenie przewlekłych schorzeń układu oddechowego.

**Słowa kluczowe:** Subterraneoterapia, speleoterapia, aerozol solny, kopalnia soli,

#### ABSTRACT

Subterraneotherapy (speleotherapy) is used in the treatment of chronic respiratory diseases. Salt aerosol is one of the therapeutic agents that occur in the underground atmosphere of the “Wieliczka” Salt Mine. It has an osmotic effect, increases the activity of the ciliary movement of the bronchial epithelium and stimulates respiratory secretion.

In the period between 29th March and 4th April 2017, the air in the complex of the “Wieliczka” Salt Mine chambers was tested using the aspiration method with scrubbers. The measurements of ionic concentrations for Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, F<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> were followed by an analysis of the elements in the samples.

In all samples, the concentration of minerals in the underground air was from 2.7 to 8.1 mg/m<sup>3</sup> - 4.4 mg/m<sup>3</sup> on average. Sodium, potassium, calcium and chloride were dominant in the samples of air coming from the complex of spa chambers. The currently determined concentration of aerosol is comparable to coastal aerosol. Aerosol produced by subterraneotherapy objects has a very low content of insoluble constituents. The conditions in the underground complex of the spa chambers are beneficial to therapeutic activities aimed at treating chronic respiratory diseases.

**Key words:** Subterraneotherapy, speleotherapy, salt aerosol, salt mine

## 1. WSTĘP

Jedną z metod leczenia, należących do grupy metod klimatoterapeutycznych, jest subterraeoterapia, opierająca się na wykorzystaniu naturalnych właściwości mikroklimatu komór podziemnych (najczęściej wyrobisk solnych) (Ponikowska, Ferson, 2008).

Wartość subterraneoterapii jako metody leczniczej opiera się na synergistycznym wpływie na organizm człowieka zespołu czynników natury fizycznej, chemicznej i biologicznej, występujących w przestrzeniach podziemnych (Skulimowski, 1964). Warunki panujące w podziemnych komorach solnych sprzyjają leczeniu przewlekłych schorzeń układu oddechowego oraz schorzeń o podłożu alergicznym (Obtułowicz, 2013, Kalinowska i in., 2013, Czarnobilski i in., 2013, Nurov, 2010). Dotychczasowe badania wskazują, że w mechanizmie leczniczego oddziaływania atmosfery podziemnej zasadnicze znaczenie mają takie czynniki, jak:

- czystość powietrza, która izoluje osoby chore od czynników wpływających drażniąco i alergizująco na układ oddechowy;
- stężenie chlorku sodu (NaCl);
- silnie bodźcowe działanie mikroklimatu wynikające z dwukrotnej (w ciągu dnia) zmiany warunków klimatycznych (codzienne zjazdy i wyjazdy pacjentów do kopalni) (Obtułowicz, 2013).

Bioklimat podziemnych komór, wykorzystywanych do celów leczniczych cechuje duża stabilność panujących tam warunków: temperatury, wilgotności, przepływu powietrza, składu chemicznego powietrza, poziomu jonizacji oraz ciśnienia atmosferycznego. Wilgotne powietrze jest zalecane w chorobach dróg oddechowych, ponieważ zapobiega szkodliwemu wysychaniu błony śluzowej układu oddechowego (Ponikowska, Ferson, 2008). Ciśnienie atmosferyczne w komorach podziemnych jest wyższe niż na powierzchni, wzrost ten jest proporcjonalny do głębokości. Wzrost ciśnienia jest pozytywnym bodźcem klimatycznym dla organizmu człowieka, gdyż przy prawidłowym wysyceniu powietrza tlenem (jak na powierzchni ziemi) dochodzi do zwiększenia jego ciśnienia parcjalnego we krwi i tym samym lepszego zaopatrzenia tkanek w tlen (Ponikowska, Ferson, 2008). Ruch powietrza w podziemnych wyrobiskach jest wymuszony systemem przewietrzania wyrobisk. Wpływa on na tworzenie się aerozolu solnego i jest istotnym czynnikiem sprzyjającym szybkiej regeneracji powietrza w komorach, po pobycie większych grup pacjentów (Obtułowicz 2002).

Aerozol to układ koloidalny cząstek stałych lub ciekłych rozproszonych w fazie gazowej. W skład aerozolu kopalnianego wchodzi zarówno substancje, których obecność jest pożądana ze względu na walory zdrowotne (głównie sole,

w szczególności NaCl), jak również substancje organiczne i nieorganiczne pochodzenia zewnętrznego (materiał wniesiony wraz z powietrzem ze środowiska zewnętrznego lub związany z przebywaniem w kopalni ludzi, a także niezbędnym wyposażeniem) (Obtułowicz, 2002). Dobrze rozpuszczalne sole, jak NaCl, wchodzące w skład aerozolu kopalnianego, z uwagi na warunki wilgotnościowo-temperaturowe panujące w środowisku podziemnym, występują głównie w formie zdysocjowanej, dzięki czemu związki te są dobrze absorbowane, również w górnych drogach oddechowych (Czajka i in., 2006).

Jakość powietrza wewnętrznego w podziemnych komorach solnych nie może być oceniana jedynie pod kątem potencjału leczniczego powietrza, utożsamianego głównie z ilością zdysocjowanego chlorku sodu w powietrzu. Decydują o nim także korzystne warunki mikrobiologiczne (Obtułowicz i in., 2013, Frączek i in., 2013). Prowadzony od 2012 roku monitoring biologiczny powietrza w komorach Uzdrowiska wskazuje, iż stężenie pyłku roślin, zarodników grzybów oraz alergenu roztoczy utrzymuje się na stałym i niskim poziomie, niezależnie od wysokich stężeń stwierdzanych w powietrzu atmosferycznym na powierzchni ziemi w okresie wiosennym i letnim (Myszkowska i in., 2013).

W ostatnich kilku dziesięcioleciach badania środowiskowe, epidemiologiczne i toksykologiczne zdominowane są przez tematykę oddziaływania drobnocząsteczkowego pyłu zawieszonego (ang. *particulate matter*) w środowisku. W badaniach prowadzonych w 2015 roku stwierdzono, iż stężenie aerozolu respirabilnego w Uzdrowisku Kopalnia Soli „Wieliczka” wyniosło średnio 7 µg/m<sup>3</sup>. Takie stężenia należy uznać za poziom wyjątkowo niski. Uzyskane wyniki świadczą o znacznej czystości powietrza w kompleksie komór uzdrowiskowych (Rogula-Kozłowska i in., 2016)

Przebywanie w atmosferze podziemnej, wolnej od zanieczyszczeń antropogenicznych, o bardzo niskim stężeniu alergenów (także w szczycie sezonu pylenia), wysokiej czystości pod względem bakteriologicznym oraz wielokrotnie niższej ilości pyłu drobnocząsteczkowego niż na powierzchni, ma duże znaczenie dla procesu leczniczego. Synergistyczny wpływ wymienionych czynników stanowi intensywny bodziec terapeutyczny o działaniu przeciwwzapalnym, regenerującym i przeciwalergicznym (Obtułowicz i in., 2013).

Subterraneoterapia prowadzona jest obecnie w zespole komór solnych: Smok, Boczkowskiego i Stajnia Gór Wschodnich na III poziomie Kopalni Soli „Wieliczka” głębokości 135 m. Komora Smok przystosowana jest do treningów fizycznych i zabiegów z zakresu kinezyterapii. Znajdują się w niej również stanowiska do inhalacji indywidualnych z użyciem roztworu solanki wielickiej z samowypływu W-VII-16.

Komora Stajnia Gór Wschodnich składa się z dwóch części. W pierwszej z nich zamontowane jest urządzenie (typu



„tężnia”) służące do wytwarzania aerozolu solnego z użyciem w/wym. solanki oraz wyodrębnione miejsce do treningów indywidualnych. W drugiej części kuracjusze mogą korzystać z noclegów jak również odpocząć między zajęciami. Komora Boczkowskiego, w której pobierano próby do badań, jest miejscem odpoczynku dla pacjentów oraz służy do prowadzenia zajęć z zakresu edukacji zdrowotnej.

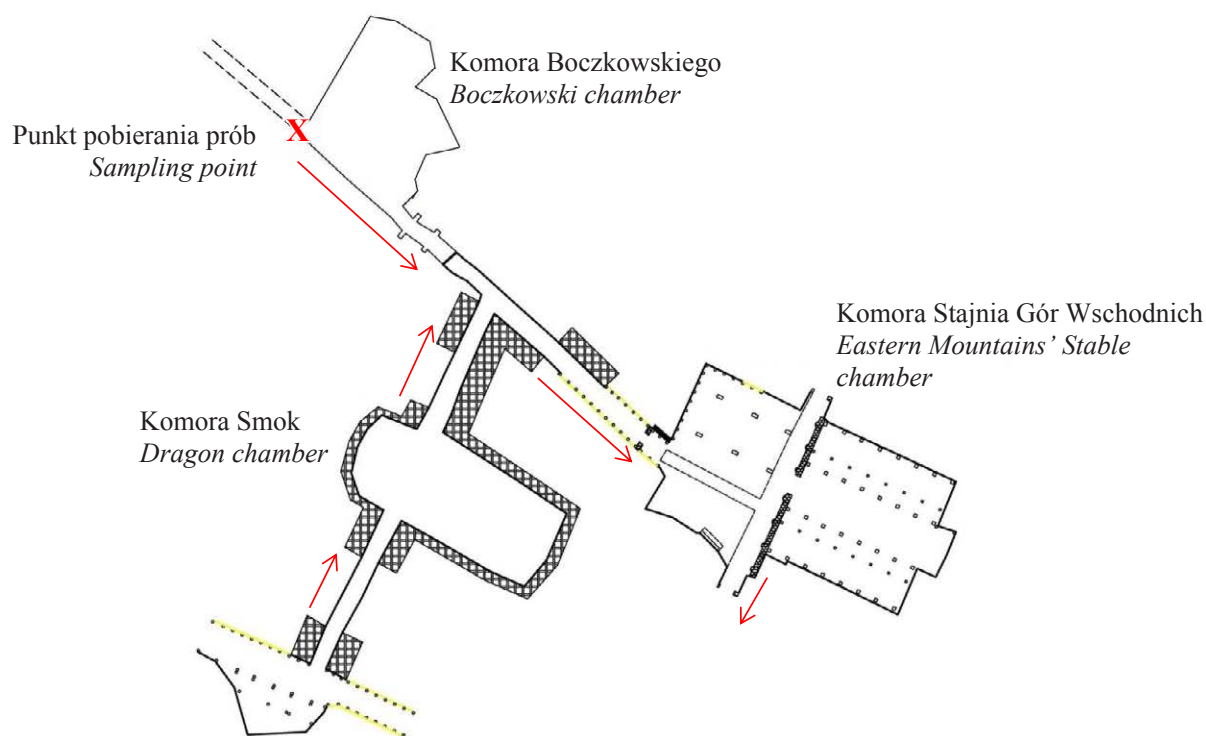
## 2. METODY BADAŃ

Badania przeprowadzono w dniach 29.03 – 04.04.2016 roku. Do badań wytypowano miejsce wlotu powietrza do kompleksu komór uzdrowiskowych w komorze Boczkowskiego – Rycina 1. Rejon komór Uzdrawiska na poz. III przewietrzany jest w układzie szybów Regis (wdechowy) – oraz Wilson (wydechowy). Ruch powietrza w kopalni wymuszony jest przez wentylatory głównego przewietrzania, zabudowane przy szybie wydechowym Wilson, które wymuszają przepływ powietrza w wyrobiskach podziemnych. Powietrze, oczyszczone na powierzchni z zanieczyszczeń stałych na filtrach wlotowych, sphywa na poziom III i płynie do zespołu komór Boczkowski, Stajnia Gór Wschodnich, Smok. Trasa przepływu powietrza wynosi około 700 – 800 m. Przez zespół komór uzdrowiskowych przepływało średnio ok 180 m<sup>3</sup>/min powietrza. Próby do badań pobierane były przez 7 kolejnych dni metodą aspiracyjną za pomocą dwukanałowego Aspiratora ASP-3II, (prod. LAT Sp. z o.o.) i płuczek Dreschla ze

spiekim szklanym G-1. Aspirator ustawiony był na wysokości 150 cm od poziomu podłogi w komorze Boczkowskiego (wlot powietrza do komory znajduje się na wysokości 80 cm i ma średnicę ok 140 cm, pobierano powietrze ze środka strumienia powietrza

Do każdego z 2 torów podłączono po 2 płuczki napełnione wodą bidestylowaną do objętości 100 ml. Szybkość przepływu powietrza przez płuczki ustawiono na 20 l/h; powietrze przepuszczano przez wodę przez 1 h.

W roztworze uzyskanym przez rozpuszczenie składników mineralnych zawartych w 20 l powietrza oznaczono zawartość: jonu sodu Na<sup>+</sup>, jonu potasu K<sup>+</sup>, jonu wapnia Ca<sup>2+</sup>, jonu magnezu Mg<sup>2+</sup>, jonu amonowego NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, jonu fluorowego F<sup>-</sup>, jonu azotanowego NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, jonu fosforanowego PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, jonu siarczanowego SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Zawartość wymienionych jonów w roztworach wodnych oznaczono metodą chromatografii jonowej z wykorzystaniem chromatografu jonowego firmy *Metrohm* (*Herisau Metrohm AG*, Szwajcaria; wyposażonego w: 818 *IC Pump*, 819 *IC Detector*, 837 *IC Eluent Degasser*, 830 *IC Interface*, 820 *IC Separation Center*, program *Metrodata 2.3*). Metoda została wcześniej zwalidowana w oparciu o oznaczenia certyfikowanego materiału odniesienia (*CRM Fluka products* nos. 89316 i 89886, odzysk certyfikowanej wartości mieścił się w granicach 92-109%). Limity detekcji były na poziomie: 20 mg/m<sup>3</sup> dla NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, 50 mg/m<sup>3</sup> dla Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> i K<sup>+</sup>, 70 mg/m<sup>3</sup> dla PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, F<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> i Na<sup>+</sup>, 120 mg/m<sup>3</sup> dla Ca<sup>2+</sup> i Mg<sup>2+</sup>.



**Ryc. 1.** Lokalizacja punktu pobierania prób metoda aspiracyjną w komorze Boczkowskiego (X).  
Strzałkami zaznaczono kierunek przepływu powietrza w badanym okresie.

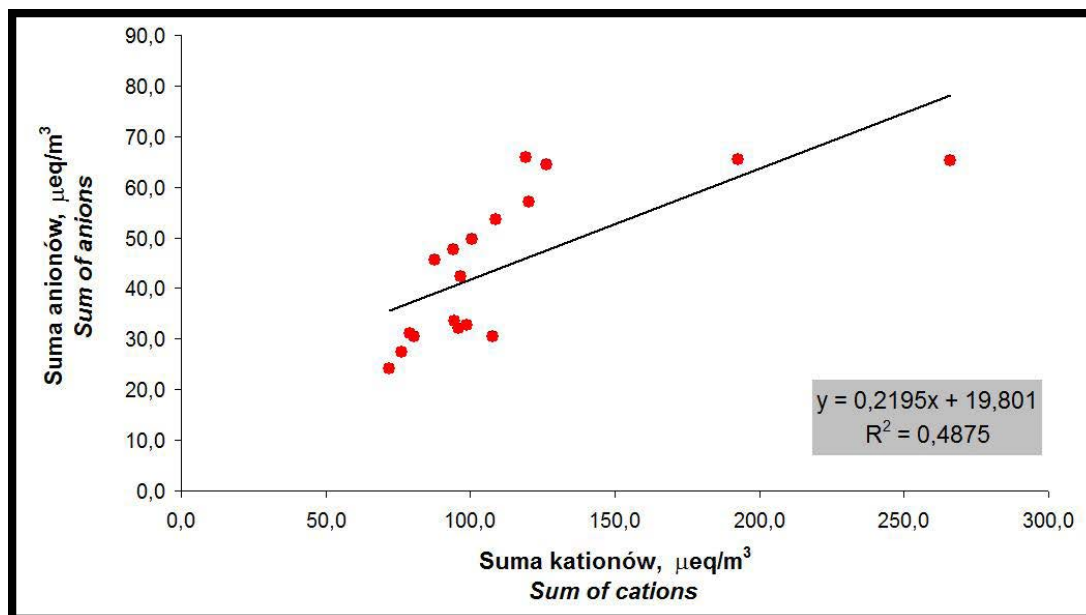
**Fig. 1.** Location of the sampling point for the aspiration method in the Boczkowski chamber (X).  
Arrows indicate the direction of air flow in the tested area.

**Tabela 1.** Zawartość jonów soli rozpuszczalnych w wodzie w powietrzu w komorze Boczkwoskiego ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ).  
**Table 1.** Content of water-soluble ions in the Boczkwoski chamber air ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ).

Pomiar Measurement	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
*2	250,1	813,5	251,7	bld	215,3	964,5	bld	491,6	191,0	348,4
3	408,3	1148,3	321,8	bld	243,8	1565,9	bld	997,6	147,7	265,8
4	358,6	879,6	227,9	bld	232,8	1629,4	bld	821,6	139,7	103,9
5	351,9	1282,1	174,4	bld	257,9	1994,3	bld	1061,4	151,2	bld
6	154,5	592,6	210,9	bld	152,6	1607,7	bld	312,3	132,5	139,5
7	99,6	461,8	183,8	bld	115,4	1281,1	bld	199,3	135,9	bld
2	261,1	876,9	258,7	bld	284,2	949,4	bld	604,9	220,1	509,0
3	397,4	1200,9	181,7	bld	289,2	1574,4	bld	1258,5	168,7	3021,5
4	175,9	559,4	173,2	bld	124,6	1306,6	bld	442,6	131,6	bld
5	bld	827,1	188,6	bld	179,0	1767,8	bld	490,1	140,2	130,6
6	166,5	608,1	289,3	bld	109,2	1689,0	bld	378,4	137,6	bld
7	179,9	512,5	225,3	bld	110,1	1390,4	bld	335,8	136,3	bld
2	255,6	845,2	255,2	bld	249,8	957,0	bld	548,2	205,6	428,7
3	402,9	1174,6	251,8	bld	266,5	1570,2	bld	1128,0	158,2	1643,6
4	267,3	719,5	200,6	bld	178,7	1468,0	bld	632,1	135,6	103,9
5	351,9	1054,6	181,5	bld	218,5	1881,0	bld	775,7	145,7	130,6
6	160,5	600,3	250,1	bld	130,9	1648,3	bld	345,4	135,1	139,5
7	139,7	487,1	204,6	bld	112,8	1335,8	bld	267,5	136,1	bld
<b>Średnia Mean <math>\mu\text{g}/\text{m}^3</math></b>	<b>257,8</b>	<b>813,6</b>	<b>223,9</b>	<b>bld</b>	<b>192,8</b>	<b>1476,7</b>	<b>bld</b>	<b>616,2</b>	<b>152,7</b>	<b>580,4</b>

\* w analizie wyników pominięto pomiar 1 ze względu na źle ustawiony przepływ; \*\*bld – poniżej granicy oznaczalności (below limit of detection)

## 3. WYNIKI BADAŃ I DYSKUSJA



Ryc. 2. Zawartość sumy kationów vs. zawartość sumy anionów w pojedynczych pomiarach wyrażona jako mikroekwiwalent\* ( $\mu\text{eq}$ ) w  $\text{m}^3$  powietrza w komorze Boczkowskiego.

Fig. 2. The sum of cations vs. the sum of anions in individual measurements expressed as microequivalence\* ( $\mu\text{eq}$ ) in  $\text{m}^3$  of the Boczkowski chamber air.

Tabela 2. Suma kationów i anionów oraz stosunek ilości kationów i anionów w  $\text{m}^3$  powietrza w komorze Boczkowskiego

Table 2. Sum of cations and anions and the ratio of cations and anions in  $\text{m}^3$  of air in the Boczkowski chamber:

Pomiar Measurement		Suma kationów Sum of cations [ $\mu\text{eq}/\text{m}^3$ ]	Suma anionów Sum of anions [ $\mu\text{eq}/\text{m}^3$ ]	Suma kationów/Suma anionów Sum of cations/sum of anions
Tor I (płuczka 1 + 2) Track I (scrubber I + 2)	2	87,9	45,7	1,9
	3	119,3	65,8	1,8
	4	108,7	53,6	2,0
	5	126,5	64,4	2,0
	6	95,9	32,1	3,0
	7	72,1	24,1	3,0
Tor II (płuczka 1 + 2) Track II (scrubber I + 2)	2	100,6	49,7	2,0
	3	265,9	65,3	4,1
	4	79,1	31,1	2,5
	5	107,6	30,4	3,5
	6	94,6	33,6	2,8
	7	80,4	30,6	2,6
Średnia Tor I i II Mean (track I and II)	2	94,2	47,7	2,0
	3	192,6	65,6	2,9
	4	96,5	42,4	2,3
	5	120,3	57,2	2,1
	6	98,8	32,8	3,0
	7	76,3	27,3	2,8
Średnia Mean $\mu\text{eq}/\text{m}^3$		117,2	45,5	2,6

\* mikroekwiwalent – suma mas jonów wyrażona w mikrogramach w stosunku do ich masy molowej / microequivalence – sum of ions' mass expressed in micrograms to their molar mass



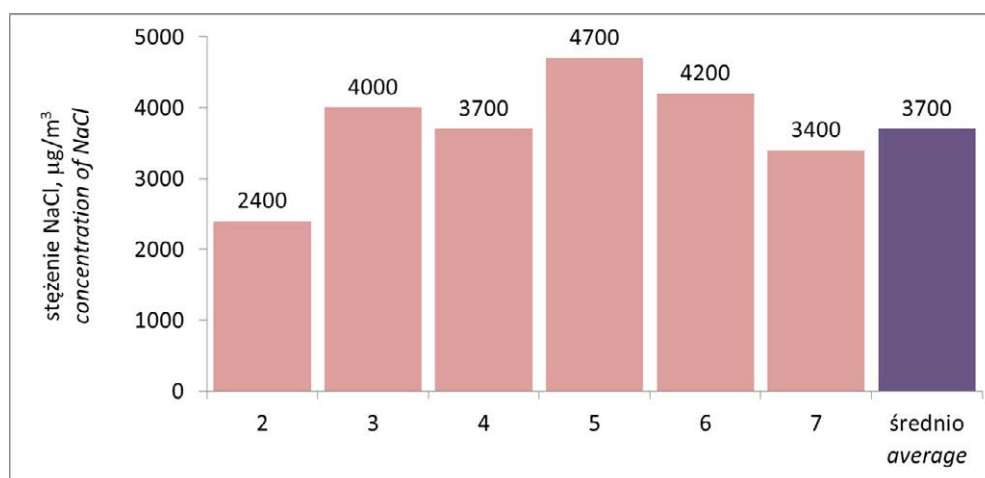
**Tabela 3.** Czynniki mikroklimatu (temperatura, wilgotność względna, ciśnienie) w trakcie prowadzenia pomiarów  
**Table 3.** Microclimate factors (temperature, relative humidity, pressure) during measurements.

	Pomiar Measurement	1	2	3	4	5	6	7
Wilgotność względna powietrza (komora Boczkowskiego) <i>Relative air humidity (Boczkowski chamber)</i>	średnia [%] <i>mean [%]</i>	65,3	64,7	66,2	66,7	66,4	66,7	66,9
	SD <i>SD</i>	0,40	0,31	0,53	0,33	0,34	0,39	1,35
	min <i>min</i>	64,4	64,3	65,3	66,1	65,9	66,2	63,8
	maks <i>max</i>	65,7	65,2	67,1	67,2	66,9	67,4	68,3
Temperatura <i>Temperature (Boczkowski)</i>	średnia [°C] <i>mean [°C]</i>	14,1	14,0	14,3	14,4	14,3	14,2	14,1
	SD <i>SD</i>	0,02	0,11	0,07	0,10	0,04	0,07	0,22
	min <i>min</i>	14,1	14,0	14,2	14,3	14,3	14,1	13,7
	maks <i>max</i>	14,1	14,2	14,4	14,6	14,3	14,3	14,2
Ciśnienie (komora Smok) <i>Pressure (Dragon chamber)</i>	średnia [hPa] <i>mean [hPa]</i>	991,4	997	997,1	1000,5	1008,5	995,1	991,1
	SD <i>SD</i>	0,14	0,16	0,14	0,77	0,60	1,29	0,79
	min <i>min</i>	991,2	996,8	996,9	999,2	1007,7	993,7	990,6
	maks <i>max</i>	991,6	997,2	997,3	1001,6	1009,4	997,5	993,4

W aerozolu pobranym do płuczek z wodą bidestylowaną zawartość oznaczonych składników mineralnych w przeliczeniu na m<sup>3</sup> powietrza wyniosła od ok. 2700 µg do 8100 µg (średnia ze wszystkich prób: 4400 µg) (Tabela 1). Wśród oznaczonych składników dominują sód, potas, wapń i chlorki, będące głównymi składnikami soli kamiennej, która jest źródłem aerozolu wytwarzającego się w komorach poworobiskowych i korytarzach. Obecność niektórych spośród oznaczonych lub nieoznaczonych (wodorowęglany, azotany) składników może być wynikiem rozpuszczenia znajdujących się w powietrzu gazów, w tym dwutlenku węgla. Niektóre ze składników powietrza w komorach solnych mogą pochodzić także z powietrza zewnętrznego, a dokładniej mogą dopływać wraz z powietrzem atmosferycznym do komory. Dotyczy to, między innymi, jonu siarczanowego i azotowego, które są głównymi składnikami wtórnego aerozolu atmosferycznego (Rogula-Kozłowska, 2016). Sód i chlorki w powietrzu komory Boczkowskiego pochodzą z całą pewnością w całości z ługowania ścian tunelu przez wodę zawartą w powietrzu. W powietrzu atmosferycznym na powierzchni ziemi, składniki te stanowią około 20% masy drobnego pyłu atmosferycznego i występują w formie soli zaadsorbowanych na powierzchni cząstek drobnego pyłu albo zaabsorbowanych

w składnikach cząstek drobnego pyłu, np. w wodzie (Rogula-Kozłowska i inni 2017) w stężeniach kilkaset razy niższych niż w komorze (Rogula-Kozłowska, 2016; Błaszczuk i in., 2016; Rogula-Kozłowska i in., 2014; Seinfeld, Pandis, 2006; Chow, 1995).

Generalnie suma kationów i anionów (wyrażona w µeq/m<sup>3</sup>) w kolejno oznaczanych próbkach przebadanego powietrza wskazuje, że wielkości te są dość dobrze skorelowane (współczynnik determinacji R<sup>2</sup> na poziomie 0,5). Potwierdza to poprawność wykonania analiz chemicznych. W powietrzu przebadanym, niezależnie od pomiaru i numeru płuczki, oznaczono więcej kationów niż anionów (Tabela 2). Stosunek sumy kationów do anionów, wyrażony w µeq/m<sup>3</sup>, średnio dla wszystkich pomiarów wyniósł 2,6 (w każdym pomiarze większy niż 1). Przy stosunku równym 1 można by uznać, że odczyn aerozolu byłby w przybliżeniu obojętny, a jednocześnie stosunek na tym poziomie oznaczałby, że oznaczono wszystkie składniki roztworu (liczba anionów i kationów wyrażona jako mikroekwiwalent w roztworze powinna być mniej więcej wyrównana). Najprawdopodobniej zatem większość pominiętych w oznaczeniach składników stanowiły aniony, między innymi, wodorowęglanowy, wodorotlenowy.



Ryc. 3. Stężenie NaCl w powietrzu komory Boczkowskiego w kolejnych pomiarach.

Fig. 3. NaCl concentration in the air of the Boczkowski chamber in subsequent measurements.

Część nieoznaczonych anionów mogły też stanowić jony jodków i bromków.

Różnice w stężeniu aerozolu, rozumianym jako suma mas składników rozpuszczonych w wodzie związków w przeliczeniu na objętość powietrza z jakiej zostały pobrane, w poszczególnych dniach nie są znaczące ( $p > 0,05$  przy założonym  $p = 0,05$  w teście U Manna Whitneya dla 6 pomiarów) i nie są wynikiem różnic w wilgotności względnej powietrza, która w okresie pomiarów wahała się w przedziale 64,4% do 66,9% (Tabela 3). Wahania stężeń poszczególnych składników aerozolu solnego w komorze również nie były duże, choć w niektórych przypadkach ( $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ) istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ). Dość wyrównane w kolejnych pomiarach, dla obu płuczek, były stężenia  $Na^+$ , natomiast stężenia  $Cl^-$  mocno się różniły w kolejnych dniach pomiarów. Można podejrzewać, że  $Na^+$  w powietrzu pochodzi głównie od NaCl, natomiast  $Cl^-$  jest również składnikiem wielu innych związków jak  $MgCl_2$ ,  $CaCl_2$ ,  $KCl$ , których obecność jest uzależniona od zawartości w ścianach tunelu. Można sobie wyobrazić, że o ile tunel zbudowany jest praktycznie w całości z NaCl (w rozumieniu, że w każdym  $cm^2$  i na każdej głębokości jest NaCl) to już rozłożenie w ścianach tunelu innych soli jest nierównomierne i najprawdopodobniej niemożliwe do dokładnego określenia (zmienia się w zależności od głębokości).

Ze względu na to, że zawartość  $Na^+$  w powietrzu jest mniej więcej wyrównana w kolejnych dniach i jak pokazano powyżej najprawdopodobniej w całości  $Na^+$  pochodzi od NaCl, łatwo stechiometrycznie można określić stężenia NaCl w aerozolu w komorze Boczkowskiego. Zmiany tych oszacowanych stężeń pokazano na rycinie 3.

Oznaczana aktualnie zawartość aerozolu solnego w komorze Boczkowskiego jest niższa od wykazanej we wcześniejszych prowadzonych badaniach w komorach uzdrawiskowych na głębokości 200 m, w których stwierdzono stężenie NaCl

na poziomie 24 000  $\mu g/m^3$ , przy wilgotności powietrza wynoszącej od 77% do 92% (Czajka i in., 2006; Latour 1992).

#### 4. WNIOSKI

Stężenie aerozolu w komorze Boczkowskiego jest porównywalne ze stężeniem aerozolu na wybrzeżu Bałtyku (Świnoujście, Kołobrzeg) (Czajka i in., 2006).

Aerozol wytwarzany w obiektach subterraneoterapii charakteryzuje bardzo niska zawartość składników nierozpuszczalnych oraz alergenów występujących w środowisku naziemnym (Rogula-Kozłowska i in. 2016; Frączek i in. 2013; Obtulowicz i in. 2013). Istotne znaczenie dla uzyskania pozytywnego oddziaływania subterraneoterapii ma stabilność czynników mikroklimatu, czas pobytu kuracjuszy w komorach powyrobiskowych oraz dodatkowe ćwiczenia fizyczne wzmagające proces oddychania i wymiany powietrza (Obtulowicz 2013, Mętel i in. 2013).

Warunki aerosanitarne panujące w podziemnym kompleksie komór uzdrawiskowych, wyjątkowe zarówno pod względem składu, jak i stężenia aerozolu, są jednym z istotnych czynników klimatycznych, stanowiących o leczniczych właściwościach mikroklimatu podziemnych wyrobisk kopalni soli. Za zasadne uznać zatem należy prowadzenie działalności leczniczej o profilu ukierunkowanym na leczenie schorzeń układu oddechowego w takich warunkach.

#### 5. LITERATURA / REFERENCES

- BLASZCZAK B., ROGULA-KOZŁOWSKA W., MATHEWS B., JUDA-REZLER K., KLEJNOWSKI K., ROGULA-KOPIEC P., 2016. Chemical Compositions of PM<sub>2.5</sub> at Two Non-Urban Sites from the Polluted Region in Europe. *Aerosol and Air Quality Research* 16: 2333-2348.
- CHOW J.C., 1995. Measurement methods to determine compliance with ambient air quality standards for suspended particles. *Journal of Air and Waste Management Association* 45: 320–382.

- CZAJKA K., SZIWAD., DROBNIK M., LATOUR T., 2006. Porównanie właściwości mikroklimatu i aerozoli w wyrobiskach kopalnianych i naziemnych grotach solnych. *Balneologia Polska* 3: 176-181.
- CZARNOBILSKI K., SZŁĘK R., LIS G., OBTUŁOWICZ K., CZARNOBILSKA E., LALIK B., 2013. The efficacy of subterranean therapy in the treatment of bronchial asthma evaluated by nitric oxide ENO, *Alergologia i Immunologia* 10: 30-32.
- FRĄCZEK K., GÓRNY R. L., ROPEK D., 2013. Bioaerosols of subterranean therapy chambers at salt mine. *Aerobiologia* 29: 481-493.
- KALINOWSKA A.K., MIRSKA A., DMITRUK E., 2013. Subterranean therapy as a specific method of climatotherapy. *Acta Balneologica* 1(131): 55-58.
- LATOUR T., 1992. Obiekty subterranean terapii w Polsce. Poznań. Instytut Medycyny Uzdrawiskowej, Biblioteka Lekarza Uzdrawiskowego.
- MĘTEL S., SŁOWIK A., GŁODZIK J., KRESKA-KORUS A., GOLEC J. SZCZYGIEL E., Postępowanie usprawniające w warunkach subterranean terapii w Uzdrawisku Kopalnia Soli Wieliczka. Rozdz. w: Współczesne kierunki w medycynie prewencyjnej. Red.: Goździalska A., Jaśkiewicz J., Kraków, 2013, Oficyna Wydawnicza KA:113-125.
- MYSZKOWSKA D., KOSTRZON M., OBTUŁOWICZ K., DYGA W., CZARNOBILSKA E., 2013. Porównanie składu bioaerozolu w powietrzu komór solnych Uzdrawiska Kopalni Soli „Wieliczka” oraz w atmosferze w Krakowie. *Acta Balneologica* 3(133): 230.
- NUROVI I., 2010. Immunologic features of speleotherapy in patients with chronic obstructive pulmonary disease. *Medical and Health Science Journal* 2:44-47.
- OBTUŁOWICZ K., MYSZKOWSKA D., DYGA W., MAZUR M., CZARNOBILSKA E., 2013. Hypoalergenowa subterranean terapia w komorach solnych Kopalni w Wieliczce w leczeniu alergii dróg oddechowych i skóry. Znaczenie bioaerozolu. *Alergologia i Immunologia* 10: 20-23.
- OBTUŁOWICZ K., 2002. Aerozole kopalniane. Rozdz. w: Modelowe studium wykorzystania i ochrony surowców balneologicznych Krakowa i okolicy. Red.: Ney R., IGSMiE PAN, Kraków: 34 – 47.
- OBTUŁOWICZ K., 2013. Mechanism of therapeutic effects of subterranean therapy in the chambers of the Salt Mine Wieliczka. *Alergologia i Immunologia* 10: 26 – 29.
- PONIKOWSKA I., FERSON D., 2008. Nowoczesna medycyna uzdrawiskowa. Medi Press, Warszawa: 191 – 196.
- ROGULA-KOZŁOWSKA W., 2016. Size-segregated urban particulate matter: mass closure, chemical composition, and primary and secondary matter content. *Air Quality, Atmosphere and Health* 9 (5): 533–550.
- ROGULA-KOZŁOWSKA W., KOSTRZON M., ROGULA-KOPIEC P., BADYDA A.J., 2016. Particulate Matter in the Air of the Underground Chamber Complex of the Wieliczka Salt Mine Health Resort. *Advances in Experimental Medicine and Biology* 955: 9-18.
- ROGULA-KOZŁOWSKA W., WIDZIEWICZ K., MAJEWSKI G., 2017. A simple method for determination of total water in PM1 on quartz fiber filters. *Microchemical Journal* 132: 327-332.
- ROGULA-KOZŁOWSKA W., KLEJNOWSKI K., ROGULA-KOPIEC P., OŚRÓDKA L., KRAJNY E., BŁASZCZAK B., MATHEWS B., 2014. Spatial and seasonal variability of the mass concentration and chemical composition of PM2.5 in Poland. *Air Quality, Atmosphere and Health* 7:41-58.
- SEINFELD J.H., PANDIS S.N., 2006. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. 2nd edition. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- SKULIMOWSKI M., 1964. Leczenie chorych na astmę oskrzelową w komorach kopalni soli w Wieliczce. *Przegląd Lekarski* 4-5: 225-228.





# Charakterystyka zagrożenia wodnego w Kopalni Soli „Kłodawa” S.A. na przykładzie wybranych zjawisk

*Characteristics of water hazards in the „Kłodawa” Salt Mine S.A.  
based on selected examples*

Wacław STASZCZAK<sup>1</sup>, Konrad KROKOS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Kopalnia Soli „Kłodawa” S.A., e-mail: wstaszczak@sol-klodawa.com.pl

<sup>2</sup>Kopalnia Soli „Kłodawa” S.A., e-mail: kkrokos@sol-klodawa.com.pl

## STRESZCZENIE

Kopalnia Soli „Kłodawa” S.A. eksploatuje sól kamienną od ponad 65 lat i na przestrzeni tych lat mierzy się z zagrożeniem wodnym. Spośród zinwentaryzowanych 516 zjawisk wodnych czynnych jest 153, z których 142 zjawiska stanowią zawilgocenia i wycieki kropelkowe, a tylko 11 zjawisk to wypływy solanki. Największe zagrożenie stanowią zjawiska: 106/600, 93/525, 30/619, 55/750, 7/450. Kopalnia prowadzi pełen monitoring tych zjawisk, a dzięki odpowiednio prowadzonej profilaktyce oraz zdobytej wiedzy możliwe jest racjonalne planowanie frontu robót górniczych, z zachowaniem najwyższego stopnia bezpieczeństwa eksploatacji i ochrony infrastruktury.

**Słowa kluczowe:** górnictwo solne, Kopalnia Soli „Kłodawa”, zagrożenie wodne,

## ABSTRACT

The „Kłodawa” Salt Mine S.A. has been excavating rock salt for over 65 years, and during all this time it to face with water threat. Among 516 evidenced sites of brine occurrence in the mine, 142 are the sites of rock wetting or droplet leakage and only 11 are actual brine leakage sites. The biggest threat is assumed to relate to leakages registered as 106/600, 93/525, 30/619, 55/750, and 7/450. Continuous monitoring of water hazard sites and adequate prevention enables the mine rational mining and maintaining the highest degree of safety of both excavation and the infrastructure protection.

**Key words:** salt mine, The „Kłodawa” Salt Mine, water hazard,

## WSTĘP

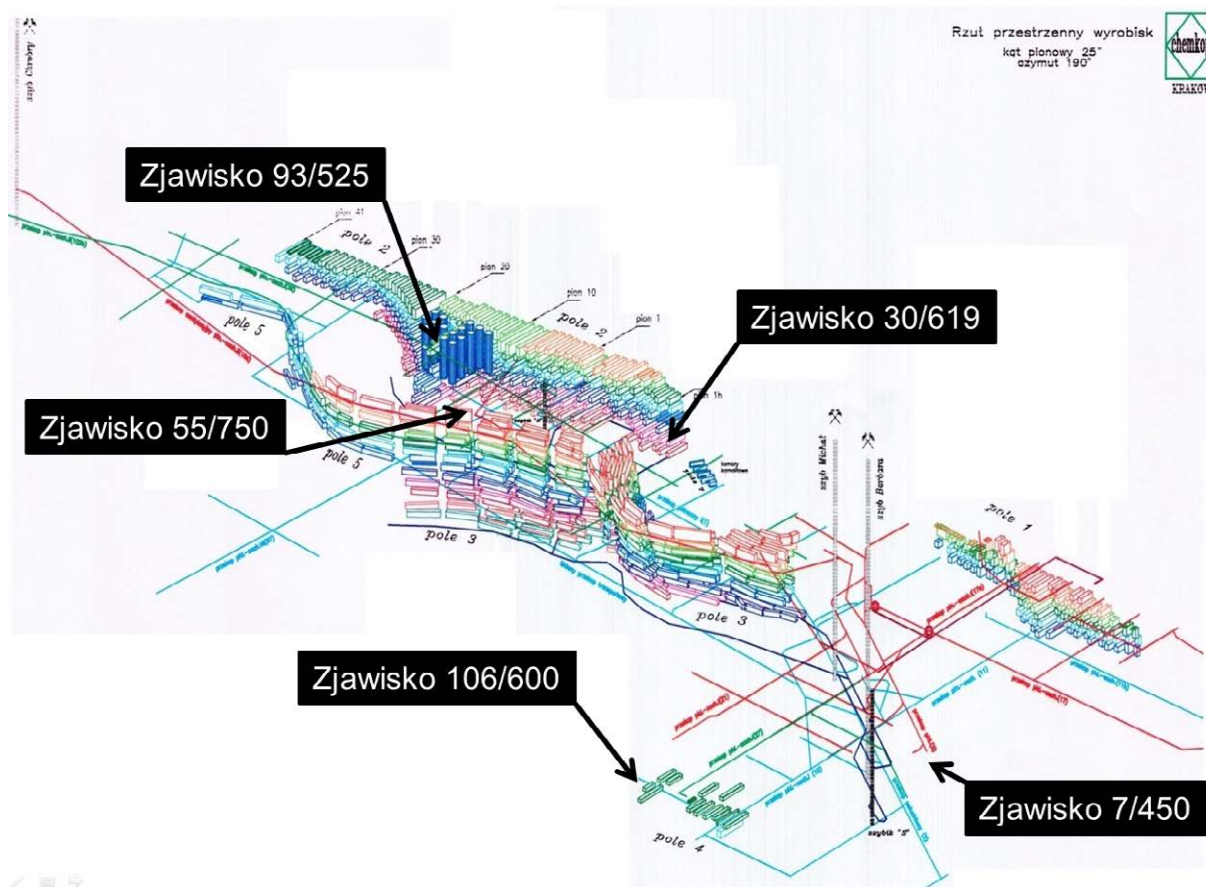
Kopalnia Soli „Kłodawa” S.A. od ponad 65 lat prowadzi eksploatację soli kamienną tradycyjną metodą górniczą „na sucho”. W parze z prowadzoną eksploatacją idą naturalne zagrożenia górniczo-geologiczne. Należą do nich prawnie sklasyfikowane:

- zagrożenie wodne,
- zagrożenie metanowe,
- zagrożenie wyrzutami gazów i skał.

Największym zagrożeniem naturalnym dla zakładów górniczych eksploatujących sole niewątpliwie jest zagrożenie wodne. Woda bardzo łatwo rozpuszcza sól kamienną, a jeszcze łatwiej sole potasowe. W skrajnym przypadku może przesądzić o istnieniu kopalni.

Na przestrzeni lat w kopalni zinwentaryzowano 516 zjawisk związanych z zagrożeniem wodnym. Wg stanu na 19 lipca 2017 r. czynnych, podlegających ciągłemu nadzorowi są 153 zjawiska, gdzie 142 zjawiska stanowią zawilgocenia i wycieki kropelkowe, a tylko 11 zjawisk to wypływy.

Zarówno w samym złożu Kopalni Soli „Kłodawa” S.A. jak i nad jego powierzchnią nie występują zbiorniki wodne zagrażające bezpieczeństwu ruchu zakładu górniczego. Potencjalne źródło zagrożenia wodnego występuje jednak w obrębie obszaru górniczego „Kłodawa 1”. Stanowią je wody występujące wokół złoża, a w szczególności występujące ponad stropową półką bezpieczeństwa. Poziomy wodonośne



Rys. 1. Rozmieszczenie najgroźniejszych zjawisk wodnych  
 Fig. 1. Arrangement of the most dangerous threats of water

(czwarto- i trzeciorzędowe) oddzielone są od złoża przystropową półką bezpieczeństwa, której grubość nad polami nr 1 i 2 wynosi 150 m, natomiast nad polem 3, 4, 5 i 6 ustalona jest na 200 m.

Zebrane na przestrzeni lat doświadczenia i obserwacje pozwoliły wytyczyć następujące strefy różniące się stopniem nasilenia zagrożenia wodnego:

- strefa anhydrytu głównego;
- strefa północno-wschodniej granicy wysadu;
- strefa południowo-wschodniej granicy wysadu;
- strefa starszych soli kamiennych;
- strefa zubrów brunatnych.

Ponadto prowadzony jest ciągły monitoring czynnych zjawisk wodnych, uwzględniający badania fizyko-chemiczne, tj. określanie zawartości m.in.  $MgCl_2$ ,  $NaCl$ ,  $KCl$ ,  $MgSO_4$ ,  $Br$ , ciężaru właściwego, składu izotopowego, a także monitoring ciśnienia na zamkniętych otworach.

Dla kopalni najgroźniejsze są niżej opisane zjawiska.

#### **ZJAWISKO NR 7, POZ. 450 M, POLE NR 4, PRZEKOP S-W III**

Podczas drażenia przekopu S-W III (nr 25) na poziomie 450 m w dniu 1.10.1956 napotkano szczelinowaty anhydryt, z którego po dzień dzisiejszy wypływa stężony ług. Mak-

symalna wydajność w pierwszych latach funkcjonowania wypływu wynosiła  $1300 \text{ dm}^3/\text{h}$  (ok.  $374 \text{ dm}^3/\text{h}$  średniorocznie w 1956 roku) i stopniowo malała, osiągając w końcu lat 50-tych kilka litrów na godzinę. Od roku 1961 obserwowano stopniowy wzrost wydajności, który w 1964 r. osiągnął średnio  $18,5 \text{ dm}^3/\text{h}$ . W grudniu 1964 zakończono budowę tamy, która zamknęła źródło dopływu ługu, znajdujące się w przodku przekopu. Tama ta okazała się nieszczelna, i ciecz do dziś migruje do wyrobiska tworząc źródło zagrożenia wodnego. Podejmowane kilkakrotnie próby uszczelnienia tamy i otaczającego górotworu nie powiodły się i wyciek ten stanowi do chwili obecnej potencjalne zagrożenie dla bezpieczeństwa ruchu zakładu górniczego. Wielkość dopływu z niewielkimi wahaniami utrzymuje się w ciągu ostatnich lat na poziomie kilku litrów na godzinę, co ilustrują poniższe dane:

Ogółem, od chwili otwarcia wypływu do 31.12.2016 r. zarejestrowano ok.  $3\,108 \text{ m}^3$  ługu.

Z powyższego można wnioskować, że zbiornik cieczy składa się z silnie rozgałęzionej sieci szczelin, którymi migruje roztwór do wyrobisk górniczych.

Wyniki dotychczasowych badań i obserwacji potwierdzają, że w składzie chemicznym ługu przeważa  $MgCl_2$ , a zmiany tego składu w czasie są niewielkie. Ług pozostaje roztworem nasyconym o dużej gęstości, zmieniającej się w okresie minionego roku od  $1,304$  do  $1,319 \text{ g/cm}^3$ . Jakkolwiek wyniki

**Tabela 1.** Zestawienie uśrednionych wydajności rocznych zjawiska 7/450*Table. 1.* A summary of the average yield of the annual phenomenon 7/450

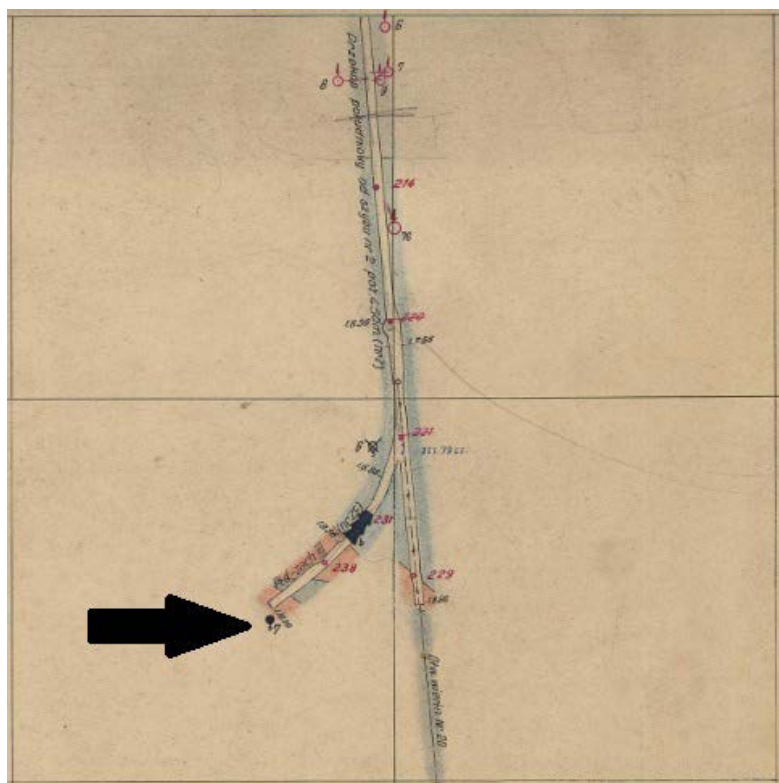
Rok	Dopływ [dm <sup>3</sup> /h]	Rok	Dopływ [dm <sup>3</sup> /h]	Rok	Dopływ [dm <sup>3</sup> /h]
1956	374,0	1976	1,8	1996	3,3
1957	93,0	1977	2,0	1997	3,5
1958	4,5	1978	3,4	1998	3,5
1959	4,8	1979	2,7	1999	3,6
1960	2,3	1980	5,7	2000	3,5
1961	2,1	1981	6,7	2001	3,5
1962	4,7	1982	3,5	2002	3,0
1963	10,5	1983	4,2	2003	3,3
1964	18,5	1984	4,1	2004	3,6
1965	0,0	1985	3,8	2005	3,5
1966	10,0	1986	4,1	2006	3,3
1967	8,2	1987	3,6	2007	3,7
1968	6,5	1988	3,9	2008	3,1
1969	5,4	1989	2,8	2009	2,7
1970	3,6	1990	3,4	2010	2,7
1971	4,5	1991	3,3	2011	2,4
1972	3,1	1992	2,4	2012	2,7
1973	2,9	1993	2,9	2013	2,8
1974	3,3	1994	3,0	2014	3,3
1975	2,7	1995	2,8	2015	3,1

licznych analiz chemicznych ługu z wypływu 7/450 sugerują jego reliktowe pochodzenie, to wykonywane okresowo od lat siedemdziesiątych, przez Instytut Techniki Jądrowej AGH, a obecnie przez Towarzystwo Badań Przemian Środowiska „GEOSFERA” badania składu izotopowego wskazują na wodę paleoinfiltracyjną spoza wysadu, która powinna podlegać szczególnej kontroli. Wyciek ten pod względem chemicznym ulega nieznacznym zmianom. Obniża się ciężar właściwy osiągając w większości wartości około 1,307 g/cm<sup>3</sup>. W składzie izotopowym nie widać znacznych zmian.

Od strony południowo-zachodniej źródła zagrożenia, w budowie geologicznej górotworu obserwuje się stopniowe przejście stratygraficznie od starszej soli kamiennej przez warstwy przejściowe i starszą sól potasową, do soli młodszych. Anhydryt główny odsłonięty w czole przekopu wraz z szarym ılem solnym kontaktuje bezpośrednio z ww. solami młodszymi. Jest on tektonicznie zaburzony, połamany na bloki tkwiące w pokładzie starszej soli potasowej. Źródło zasilania zlokalizowane jest w systemie szczelin w anhydrycie.

Zjawisko podlega ciągłemu monitoringowi.

Lokalizację wycieku pokazano na Rysunku 2

**Rys. 2.** Lokalizacja wycieku 7/450*Fig. 2.* Location of the leakage site No. 7/450



### ZJAWISKO NR 106, POZ. 600 M, POLE NR 4, CHODNIK KOMOROWY NR 11

Zjawisko wodne 106/600 zaobserwowane zostało 5 lipca 1976 roku w otworze wiertniczym nr 675 odwierconym z chodnika komorowego (w osi projektowanej komory solnej) do granicy wysadu.

Po przewierceniu 2 m soli otwór przebił się do granicy wysadu solnego zbudowanego z szarego, gruzłowatego iłowca z żyłkami gipsu przechodzącego w dalszej części w gips jasnoszary z okruchami iłowca. Wiercenie zatrzymano na głębokości 7m dn. 28.07.1976r. Nieprzewidziana deformacja południowo-zachodniej ściany wysadu solnego, wyrażająca się jej głęboką zatoką wcinającą się ku wnętrzu wysadu na poz. 600 m spowodowała, że chodnik planowanej komory KS-11 nieświadomie wykonany został w filarze brzeżnym. Dnia 05.08.1976r. zaobserwowano kroplowy wyciek z czoła chodnika i z otworu (186 kropli na godzinę). Wobec dalszego narastania i rozprzestrzeniania się pokrywy naskorupień i wykwitów solnych oraz zawilgocenia spągu i ociosów wykonano w odległości ok. 5 m od czoła chodnika wręb, w którym zbiera się solanka. Otwór wiertniczy został ponownie zailowany, jednak nie utrzymuje on do dziś szczelności. Płyn z wrębu wybierano w regularnych odstępach czasu, co doprowadziło do pewnej stabilizacji wielkości dopływu. Należy zwrócić

uwagę, że wydajność analizowanego zjawiska wodnego jest bardzo niska, znacznie mniejsza od wydatków zjawisk wodnych 7/450 i 93/525. W początkowym okresie prowadzenia pomiarów wynosiła ona od kilku do nawet 10 l/h. Już po upływie roku wydatek zjawiska zmniejszył się istotnie do wartości rzędu 0,01 – 0,1 l/h. Począwszy od 1994 roku wydatek wycieku wykazuje wyraźny spadek do wartości niższych od 0,01 l/h.

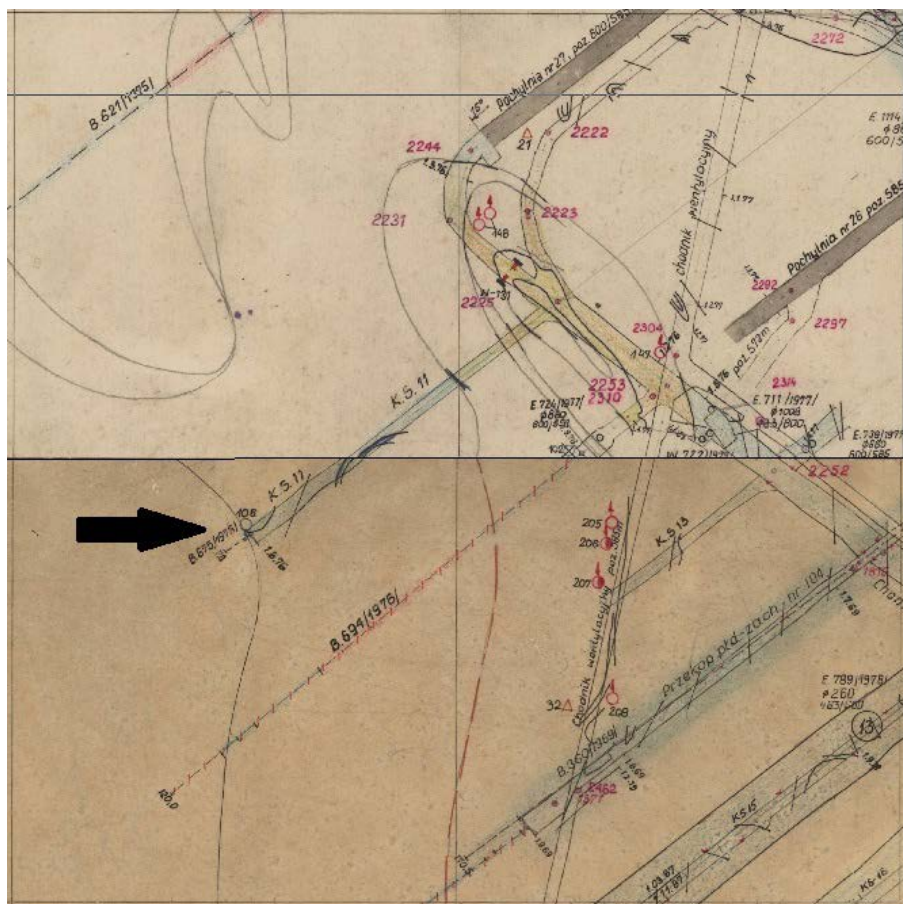
Dopływająca solanka ma małą gęstość (od ok. 1,209–1,211 g/cm<sup>3</sup>), a w jej składzie chemicznym dominuje NaCl (od ok. 304 g/l do ok. 309 g/l). MgCl<sub>2</sub> i KCl występują w ilości od kilku do kilkunastu gramów w litrze. Jest to skład charakterystyczny dla wód okalających wysad, dopływających do złoża przez płaszcz iłowcowo-anhydrytowo-gipsowy. Analiza izotopowa wskazuje, że mamy do czynienia z odparowaną wodą infiltracji czwartorzędowej.

Wyciek ten, ze względu na małą gęstość, niekorzystny skład chemiczny i izotopowy, zalicza się do potencjalnie niebezpiecznych. Zjawisko podlega ciągłemu monitoringowi.

Lokalizację wycieku pokazano na Rysunku 3.

### ZJAWISKO NR 93, POZ. 525 M, POLE NR 2, KOMORA CYLINDRYCZNA NR 14

Wypływ 93/525 stwierdzony został 21 maja 1985 roku



Rys. 3. Lokalizacja wycieku 106/600

Fig. 3. Location of the leakage site No.106/600

w czasie przybierki cylindrycznej komory solnej nr 14 (KSC-14). Odsłonięto wówczas naturalną kawernę w starszej soli kamiennej białej, średnio i gruboziarnistej ze smugami anhydrytu. W kierunku południowo-zachodnim sól kamienna przechodzi w sól potasową „twardą”, która kontaktuje z szarym ilem solnym i anhydrytem głównym. Zróżnicowane parametry geomechaniczne soli i anhydrytu powodują podczas deformacji powstawanie systemów spękań, którymi mogą migrować solanki. W zależności od ich stężenia następuje erozja tych systemów lub ich zapełnianie. Procesy te są widoczne w omawianej kawernie, która miała nieregularny łukowaty kształt. Spąg kawerny był wykształcony w formie kilku wznoszących się ku górze „stopni”, zanikających na bokach struktury. Strop kawerny pokrywały kryształy soli, w tym również zawierające inkluzje cieczy i gazów. Całość znajduje się w strefie jądrowej wielkoskalowego fałdu.

W początkowym okresie, tuż po odkryciu kawerny, wypłynęło z niej około 7 m<sup>3</sup> solanki. Wielkość wypływu z kawerny bardzo szybko

mała. W dzień po otwarciu wynosiła 42 l/h, po miesiącu (28.06.85 r.) 4,5 l/h, a we wrześniu 1985 spadła poniżej 1 l/h. Obecnie nie ma dopływu do rurek odpływowych. Ostatnie wydajności z 2003 r. wynosiły od 0 ml/h do 2 ml/h. Natomiast w dalszym ciągu obserwowany jest niewielki dopływ do wrębu położonego bezpośrednio przy zjawisku.

Aktualnie ciecz wypływająca z kawerny charakteryzuje się średnią gęstością o wartości od 1,261 do 1,267 g/cm<sup>3</sup>. Badania składu izotopowego wody z wypływu 93/525 realizowane są od momentu jego pojawienia się, tj. 1985 roku. W tym czasie wykonano ogółem około 35 analiz, których wynik wskazuje, że jest to częściowo odparowana woda pochodzenia infiltracyjnego, spoza wysadu. W wycieku 93/525 nigdy nie stwierdzono obecności najcięższego izotopu wodoru – trytu (<sup>3</sup>T), którego obecność jest wskaźnikiem dopływu wód o wieku nieprzekraczającym 40-50 lat, co stwarza podstawy do wniosku, iż nie docierają do tego wycieku wody płytkego krążenia.

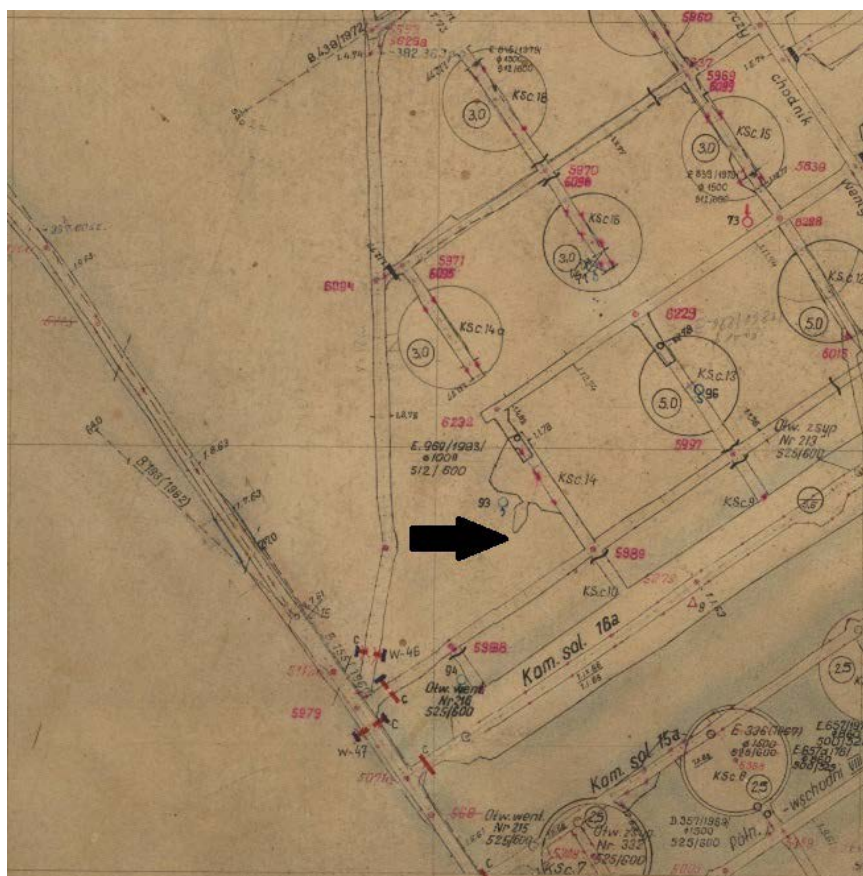
Lokalizację wycieku pokazano na Rysunku 4.

#### ZJAWISKO NR 30, POZ. 619 M, POLE NR 2, CHODNIK WENTYLACYJNY – ZBIORCZY

Rejon zjawiska 30/619 położony jest w południowo-wschodniej części pola nr 2. Jest to fragment antykliny brzeżnej, w jądrze której eksploatowane są sole białe kamienne starsze Na2. Pod względem stratygraficznym strefa wycieku zlokalizowana jest na pograniczu piętra soli starszych PZ2 i młodszych PZ3.

Stropowa partia soli starszych wykształcona jest jako halit grubokrystaliczny i kryształowy przelawicony smugami i warstewkami anhydrytu. Sole te pocięte są żyłami i gniazdami polihalitu. Nad pokładem soli kamiennej zalega zespół warstw przejściowych, wykształcony w postaci halitowca grubo- i średniokrystalicznego, przelawiconego smugami i warstewkami anhydrytu. Występują w nich również żyły i gniazda epigenetycznego polihalitu oraz laminki i nieregularne wprysnięcia soli K-Mg, reprezentowanych głównie przez sylwinit i kizeryt.

Mięszkość pokładu soli starszych Na2 budujących jądro antykliny brzeżnej wykazuje na obszarze pola nr 2 w przekroju poziomym duże zróżnicowanie od 40 do 450 m. W rejonie komór solnych od KS-1f do KS-1h grubość pokładu ulega wyraźnemu zredukowaniu. W normalnym następstwie stratygraficznym zespół warstw przejściowych przykryty jest kompleksem soli potasowych twardych o miąższości od 6 m do



Rys. 4. Lokalizacja wycieku 93/525

Fig. 4. Location of the leakage site No. 93/525

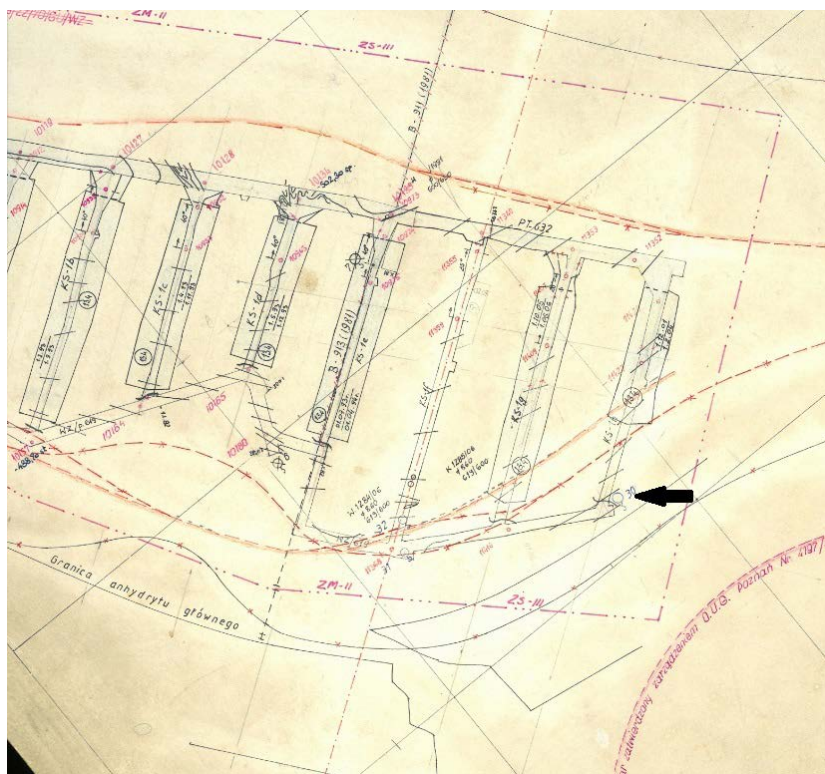
10 m, nad którym zalega starszy zespół recesywny kończący sedymentację piętra PZ2. Zespół ten kontaktuje bezpośrednio z piętrzem soli młodszych PZ3, reprezentowanym w partii spągowej przez szary il solny. Przy takim następstwie warstw ogniwa należące do stropowej partii cyklotemu PZ2 tworzą kompleks o miąższości około 12 m.

W rejonie zagrożenia wodnego w obrębie wyeksploatowanych komór KS-1g oraz KS-1h na poziomach 619/630 występują relikty pokładu starszej soli potasowej K2. Świadczy to o dużym zaangażowaniu tektonicznym tej części wysadu.

W okresie od początku istnienia zjawiska nie nastąpiły znaczące zmiany w składzie chemicznym. Solanki dopływające do wrębu na poz. 619 m miały ciężar właściwy zbliżony do wartości 1,230 g/cm<sup>3</sup>. Pozostałe kationy, aniony i związki nie wykazywały istotnych zmian. Skład chemiczny był stabilny. Solanka dopływająca do wrębu na poz. 630 m ma ciężar właściwy w przedziale od 1,250 g/cm<sup>3</sup>, i bardziej korzystny skład chemiczny niż solanka dopływająca do wrębów na poz. 619 m. Wykonane dotychczas 4 analizy izotopowe wskazują, że solanka dopływająca do wycieku jest pochodzenia syngenetycznego.

Średnie wydajności policzone z ilości wybieranej solanki z 2 wrębów na poziomie 619 m i jednego na poziomie 630 m systematycznie maleją. W początkowej fazie wybierania wynosiły od 6 l/h do 10 l/h. W czerwcu 2009 były to warto-





Rys. 5. Lokalizacja wycieku 30/619

Fig. 5. Location of the leakage site No.30/619

ści około 2 l/h, a w październiku były to wartości najczęściej zbliżone do 1,6 l/h. Od stycznia 2015 regularnie są mniejsze niż 0,4 l/h.

Poziom płynu w piezometrach w ciągu roku obniżał się od kilku do kilkunastu centymetrów.

W razie konieczności planuje się wykonanie badań geofizycznych w celu uzupełnienia stanu wiedzy na temat stopnia zagrożenia wodnego w rejonie wycieku 30/619. Lokalizację wycieku pokazano na Rysunku 5.

### ZJAWISKO NR 55, POZ. 750 M, POLE NR 2, GŁÓWNY PRZEKOP TRANSPORTOWY – 2B

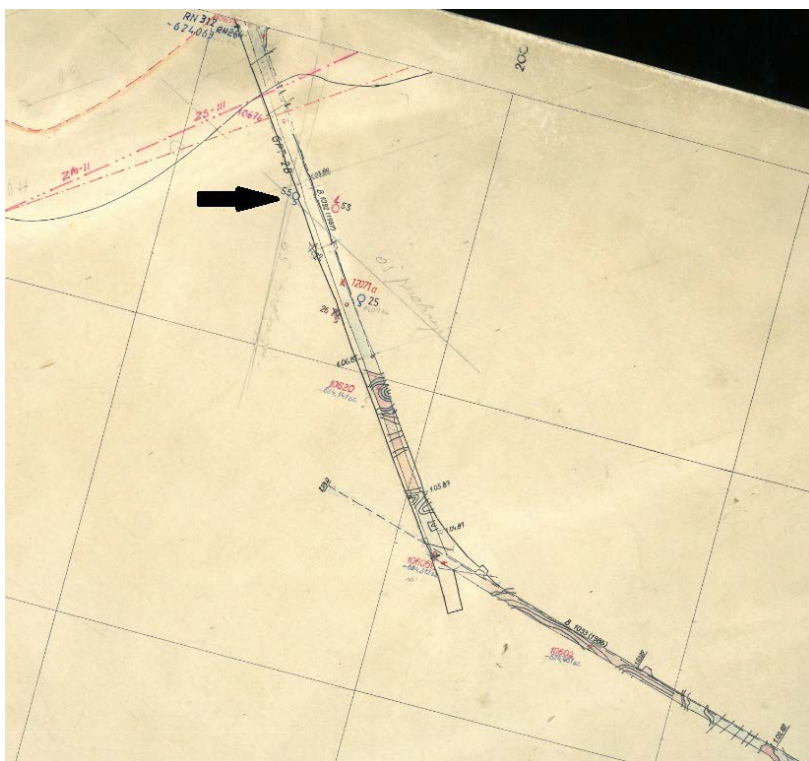
Zjawisko zarejestrowano 27.01.2014 roku w chodniku GPT-2B w postaci zawilgocenia SW ociosu o powierzchni ok. 2,5 – 1,5 m<sup>2</sup> oraz zawilgocenia stropu wyrobiska. Obecności gazów nie stwierdzono. Wyciek znajduje się w anhydrycie głównym, szaro-popielatym, miejscami jasnopopielatym, drobnokrystalicznym. Wydajność wycieku wynosiła początkowo ok. 500 kropeł/minutę, zaś na stropie znajdowało ok. 300 stalaktytów. Miesiąc później wynosiła ok. 150 kropeł/minutę. Od początku istnienia zjawiska wybrano łącznie ponad 57 000 litrów, z czego w maju 2017 roku wybrano 1600 litrów. Aktualnie na stropie naliczono ok. 490 stalaktytów o dł. 2-35 cm, barwy biało-żółtej, z kroplą płynu. Na ociosie widoczne są

naskorupienia, 10 stalagnatów o wys. ok. 3,0 m, barwy biało-żółto-rdzawej, na spągu i ociosie 5 stalagmitów o wys. do 10 cm, barwy biało-żółto-rdzawej. Poziom solanki w najgłębszym miejscu we wrębie wynosi średnio 10,0 cm, natomiast wydajność wycieku w przeliczeniu na 1h wynosi 3,48 l/h (pomiar wykonany na podstawie wybranej zarówno z wrębu jak i kufy solanki). Ciężar właściwy zawierał się głównie w przedziale od 1,322 g/cm<sup>3</sup> do 1,340 g/cm<sup>3</sup>. MgCl<sub>2</sub> występował najczęściej w ilości od około 195 g/l do około 204 g/l. Wartości NaCl zawierały się najczęściej od 4,2 g/l do 27,3 g/l. Wydajność wycieku w przeciągu ostatniego roku wahała się od 1,42 l/h do 6,16 l/h. Lokalizację wycieku pokazano na Rysunku 6.

### SPOSOBY ZABEZPIECZENIA PRZED ZAGROŻENIEM WODNYM

W związku z istniejącym zagrożeniem wodnym Kopalnia zastosowała wielokierunkowe sposoby przeciwdziałania, a mianowicie:

- odpowiednie zabezpieczenie szybów (szczelna obudowa, filar ochronny);
- odpowiednie zabezpieczenie otworów wiertniczych wierconych z powierzchni (w trakcie wiercenia, likwidacja otworu, filar ochronny);



Rys. 6. Lokalizacja wycieku 55/750

Fig. 6. Location of the leakage site No.55/750



- calizny ochronne (półka bezpieczeństwa pod zwierciadłem solnym, filary brzeżne, filary od warstw o dużym prawdopodobieństwie zawodnienia).

Wymienione kierunki mają charakter podstawowy w celu zabezpieczenia kopalni przed dopływami wody, ługów bądź solanek w czasie jej budowy. Koniecznym jest również stosowanie odpowiednich środków bezpieczeństwa przy prowadzeniu bieżących robót górniczych. Do takich środków należy zaliczyć, poza zastosowaniem uzasadnionego geomechanicznie modułu rozcięcia złoża, otwory wyprzedzające oraz otwory geologiczno-badawcze o długości co najmniej kilkudziesięciu metrów. Otwory te uzbrojone są w głowice zabezpieczającą przeciwwyrzutową (potwierdzone przeprowadzoną próbą szczelności).

Takie zabezpieczanie otworów gwarantuje odpowiedni poziom bezpieczeństwa w przypadku napotkania źródeł potencjalnego dopływu. Pozwala to na awaryjne zamknięcie dopływu w przypadku jego wystąpienia. Pozwala też wykonywać niezbędne operacje na otworze, co z kolei zabezpiecza wyrobiska przed stycznością wody (ługów) z płaszczyznami wyrobiska (spąg, ociosy).

#### PODSUMOWANIE

Na przestrzeni szeregu lat Kopalnia Soli „Kłodawa” S.A. nabyła doświadczenie w przeciwdziałaniu problemom zagro-

żenia wodnego. Stosowana szeroko pojęta profilaktyka okazuje się skuteczna w walce z zagrożeniem wodnym. Również rezultaty ciągłego monitoringu pozwalają optymistycznie patrzeć w przyszłość przy prowadzeniu prac związanych z udostępnianiem kolejnych poziomów (podpoziomów) – 780 i 810 m.

Podkreślić należy, iż z biegiem lat liczba nowych zjawisk wodnych sukcesywnie spada, co jednoznacznie świadczy o prawidłowym wykorzystywaniu wiedzy o budowie wysadu i strefach zwiększonego ryzyka wystąpienia zagrożenia wodnego. Kopalnia konsekwentnie utrzymuje bardzo wysoki stopień bezpieczeństwa, mimo istniejących zagrożeń.

#### LITERATURA / REFERENCES

- ANDRUSIKIEWICZ W., KROKOS K., 2015. Zagrożenia naturalne w Kopalni Soli „Kłodawa” S.A. – Przegląd Solny, 11, 57-65
- CHWAŁEK J.; 2010, Kopalnia Soli „Kłodawa”. Historyczny zarys warunków powstania kopalni oraz jej budowy i rozbudowy [W:] ZAGOŹDŻON P.P., MADZIARZ M. (red), Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, tom 3, Wrocław.
- HWAŁEK S.; 1971. Górnictwo soli kamiennych i potasowych. Wydawnictwo „Śląsk”, Katowice.
- MOTYKA J., BEZKOROWAJNY A., 2013. Dokumentacja Hydrogeologiczna złoża „Kłodawa 1”, Stowarzyszenie Naukowe im. S. Staszica, Kraków.
- Plan Ruchu Kopalni Soli „Kłodawa” S.A.
- Materiały Archiwalne Kopalnia Soli „Kłodawa” S.A..



# Badania szczelności w kawernach solnych w Kanadzie

## *Salt cavern Mechanical Integrity Testing (MIT) in Canada*

Piotr KUKIAŁKA

CBW Engineering, 700, 435- 4<sup>th</sup> Ave SW, Calgary, Alberta, T2P 3A8, Canada; piotr@cbweng.com

### STRESZCZENIE

Głównym celem badań szczelności (MIT) kawern solnych (kawerny magazynowe oraz do składowania odpadów) przeprowadzanych w Kanadzie jest pokazanie, że magazynowany/składowany produkt jest bezpieczny i jego migracja na powierzchnię terenu lub do innych formacji geologicznych nie jest możliwa. Szczegółowe zalecenia dotyczące MIT zostały określone przez Canadian Standard Association (CSA). Badania szczelności zgodnie z zaleceniami CSA przeprowadzane są z użyciem sprężonego azotu. Zgodnie z regulacjami prawnymi, pierwsze badanie szczelności musi być przeprowadzone po zakończeniu procesu ługowania. Pozytywny wynik MIT jest warunkiem koniecznym do otrzymania koncesji na eksploatację kawerny. Czas pomiędzy kolejnymi testami szczelności nie może być dłuższy niż pięć lat. Zalecany przebieg badań jest opublikowany w biuletynie Z341-14 wydanym przez Canadian Standards Association. W artykule zamieszczono opis przygotowania kawerny do testów szczelności, sposób wykonania testów i interpretację wyników.

**Słowa Kluczowe:** kawerny solne, kawerny magazynowe, kawerny do składowania odpadów, szczelność kawern, Canadian Standards Association, Z341-14, Kanada

### ABSTRACT

The purpose of the salt cavern (storage and disposal) Mechanical Integrity Test (MIT) is to prove that the product stored in the cavern is safe and its leak into the surface or another geological formation is not possible. It is a pressure nitrogen/brine interface type test. Detailed recommendations concerning MIT were described by Canadian Standards Association (CSA). According to CSA, the first test must be done at the end of the cavern mining process and with use of compressed

nitrogen. Positive result of MIT is necessary to obtain license for the cavern service. The test must be repeated every five years. The full recommended test procedure is published in bulletin Z341-14 of Canadian Standards Association. In this paper, caverns preparation for MIT was described as well as practical application of test procedures and results interpretation.

**Key words:** salt caverns, storage caverns, disposal caverns, cavern integrity, Canadian Standards Association, Z341-14, Canada

### WSTĘP

Zgodnie z obowiązującą w Kanadzie procedurą, po zakończeniu procesu ługowania każdą kawernę magazynową i przeznaczoną do składowania odpadów poddaje się testowi szczelności (MIT). Celem tych badań jest stwierdzenie szczelności kawerny jako całości, ze szczególnym wyróżnieniem jej podstawowych komponentów takich jak: głowica, ostanina kolumna zacementowanych rur produkcyjnych wraz z jej butem, oraz wisząca kolumna rur eksploatacyjnych. Pozytywne wyniki testów szczelności są głównym warunkiem otrzymania koncesji na eksploatację każdej kawerny. Jedynym wyjątkiem są kawerny przeznaczone do produkcji solanki, dla których badania szczelności nie są wymagane. Obowiązek przeprowadzenia badań szczelności wynika z przepisów prawnych: kawerny magazynowe i do składowania odpadów podlegają przepisom obowiązującym w przemyśle naftowym, a kawerny do produkcji solanki przepisom dotyczącym przemysłu górnictwa. Ponadto, przekształcenie wyeksploatowanej kawerny do produkcji solanki na kawernę magazynową wymusza sprawdzenie jej szczelności. Z tego powodu, firmy produkujące solankę, jeśli chcą w przyszłości sprzedać wyeksploatowane kawerny firmom zajmującym się

składowaniem odpadów, muszą przestrzegać wyższych standardów obowiązujących w przemyśle naftowym.

#### WYMAGANIA PRAWNE DOTYCZĄCE SZCZELNOŚCI KAWERN ORAZ METOD BADANIA

Szczegółowe zalecenia dotyczące badań szczelności zostały określone przez Canadian Standard Association i opublikowane w biuletynie Z341-14 „Storage of hydrocarbons in underground formations” dla kawern magazynowych oraz Z341.4-14 „Salt cavern waste disposal” odnośnie kawern do składowania odpadów.

#### CZĘSTOTLIWOŚĆ WYKONYWANIA BADAŃ SZCZELNOŚCI

Częstotliwość badań szczelności w kawernach magazynowych oraz do składowania odpadów jest ściśle określona w biuletynie Z341-14. Pierwsze badanie szczelności musi być wykonane po zakończeniu procesu ługowania kawerny, jako warunek otrzymania koncesji na jej eksploatację. W okresie późniejszym czas pomiędzy testami nie może przekroczyć pięciu lat. Instrukcja określa również, że w wypadku nieprzewidzianych sytuacji, takich jak utrata składowanego produktu, za wysokie lub za niskie ciśnienie w kolumnie eksploatacyjnej wymaga przeprowadzenia dodatkowych testów szczelności.

#### TESTY SZCZELNOŚCI

W chwili obecnej tylko metoda testowania szczelności kawern z użyciem medium gazowego jest akceptowana przez kanadyjskie instytucje rządowe. Canadian Standards Association zaleca wykorzystanie do tych testów azotu. Podczas tego testu, badana jest szczelność głowicy, kolumny rur wiszących oraz zacementowanych rur produkcyjnych, ze szczególnym uwzględnieniem cementacji buta rur (Ryc. 1). Podczas testów do przestrzeni pomiędzy zacementowanymi rurami a pierwszą kolumną rur wiszących zatłaczany jest azot. W trakcie testu granica pomiędzy azotem a solanką znajduje się poniżej cementacji buta rur. Test polega na badaniu zmian położenia tejże granicy.

#### DANE POCZĄTKOWE:

- Dane dotyczące ostatniej zacementowanej kolumny rur: średnica wewnętrzna oraz zewnętrzna, ciężar właściwy, typ oraz głębokość posadowienia
- Dane dotyczące kolumn rur wiszących: średnica wewnętrzna oraz zewnętrzna, ciężar właściwy oraz typ
- Maksymalne dopuszczalne ciśnienie w punkcie zacementowania ostatniej kolumny rur eksploatacyjnych.

$$p^{max} = p^{geo} = 18.1 \text{ kPa/m} \times D$$

$p^{max}$  – maksymalne dopuszczalne ciśnienie na głębokości buta rur produkcyjnych (kPa)

$p^{geo}$  – ciśnienie geostatyczne na głębokości buta rur produkcyjnych (kPa)

$D$  – głębokość bezwzględna buta rur (m)

Bardzo często przyjmuje się podczas badań MIT, że ciśnienie  $p^{max}$  równa się maksymalnemu ciśnieniu operacyjnemu (Maximum Operating Pressure)

- Maksymalne ciśnienie operacyjne w punkcie zacementowania ostatniej kolumny rur eksploatacyjnych (Maximum Operating Pressure).
- Maksymalne ciśnienie podczas testu szczelności w punkcie zacementowania ostatniej kolumny rur eksploatacyjnych

$$p_{test}^{max} = p^{max} \times 1.1$$

$p_{test}^{max}$  – maksymalne ciśnienie podczas testu w punkcie zacementowania ostatniej kolumny rur (kPa)

$p^{max}$  – maksymalne dopuszczalne ciśnienie eksploatacyjne buta rur produkcyjnych (kPa),

przy czym nie może przekroczyć 80% ciśnienia szczelnowania na danej głębokości oraz 100% ciśnienia niszczącego kolumnę rur eksploatacyjnych.

- Ilość azotu wymagana do testu.
- Ciśnienie azotu na głowicy.
- Ciśnienie solanki na głowicy.

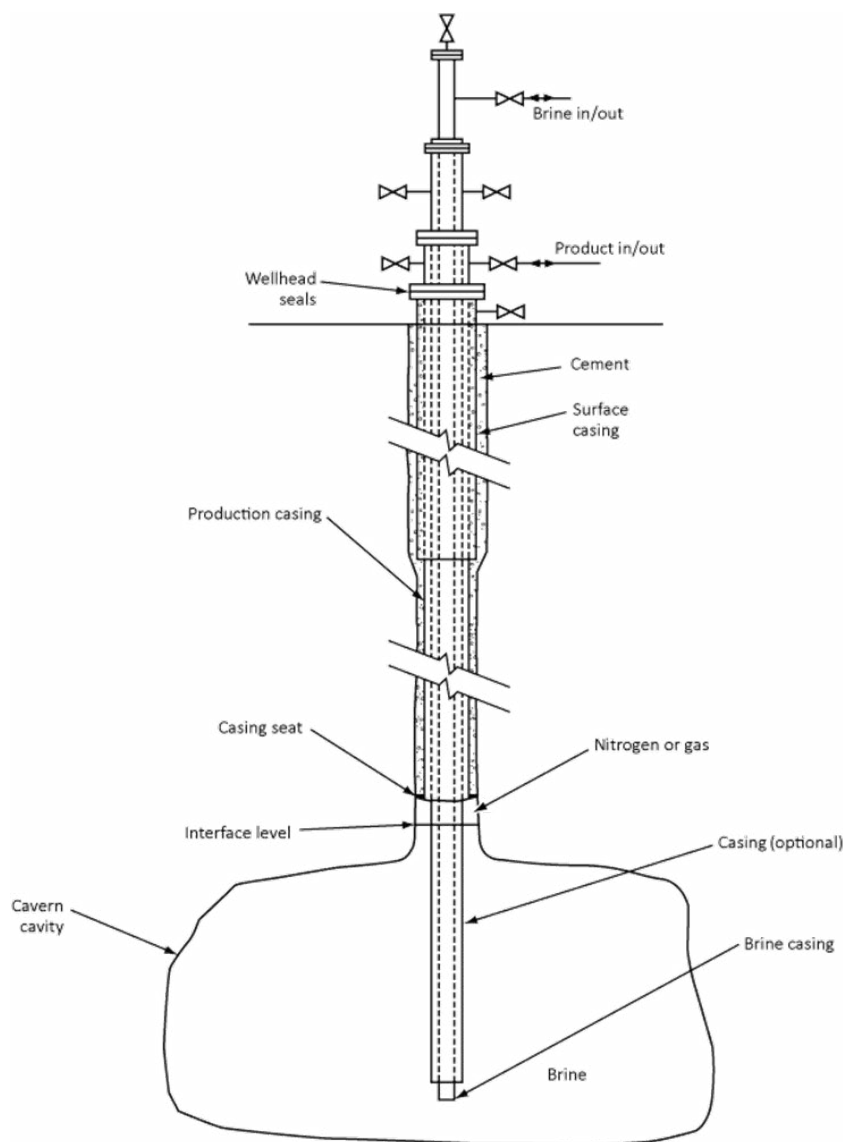
#### PRZYGOTOWANIE KAWERNY DO TESTÓW SZCZELNOŚCI

Testy szczelności mogą być przeprowadzane jedynie w kawernach, w których nastąpiło ustabilizowanie ciśnienia. W szczególności dotyczy to nowo ługowanych kawern oraz kawern już eksploatowanych, do których zatłaczana była solanka o niskim stężeniu lub słodka woda. Po zakończeniu procesu zatłaczania medium ługującego, kawerna pozostaje w stanie stabilizacji/spoczynku. W tym okresie w kawernie nadal zachodzi proces ługowania skały solnej, którego tempo maleje wraz ze wzrostem nasycenia solanki NaCl. Różnica objętości solanki względem wyługowanej skały solnej jest sukcesywnie uzupełniana poprzez zatłaczanie do kawerny w pełni nasyconej solanki. Tempo zatłaczania solanki nie powinno przekroczyć tempa wzrostu ciśnienia w kawernie (max. 20 kPa/min). Proces stabilizacji trwa do momentu, kiedy dzienny spadek ciśnienia w kawernie jest mniejszy od 70 kPa (Cicchini 2015). Po osiągnięciu tej wartości kawerna jest gotowa do testu szczelności.

#### PRZEBIEG TESTU

Po ustabilizowaniu się ciśnienia w kawernie, świadczącego o prawie całkowitym nasyceniu solanki znajdującej się w kawernie, wykonywany jest pomiar wielkości kawerny sondą echometryczną, oraz mierzony jest profil temperatury w kawernie od głowicy do głębokości przynajmniej 15 m poniżej spodziewanej końcowej granicy solanka/ azot. Po dokonaniu





**Ryc. 1.** Schemat testu szczelności w kawernie solnej (CSA Z341 Series-14)  
*Fig. 1. Mechanical integrity test reference diagram (CSA Z341 Series-14)*

niu tych pomiarów przystępuje się do zatłaczania azotu do otworu. Azot zatłaczany jest do przestrzeni pomiędzy ostatnią kolumną zacementowanych rur produkcyjnych, a kolumną rur wiszących. Podczas tego procesu, za pomocą metod geofizycznych, wykonywane są rutynowe pomiary głębokości zwierciadła solanki. Dokładnie notowana jest również ilość zatłaczanego azotu. Zwierciadło solanki jest sukcesywnie obniżane, aż jego poziom znajdzie się poniżej buta zacementowanych rur produkcyjnych. Po obniżeniu zwierciadła solanki poniżej buta rur produkcyjnych i dokładnego określenia jego głębokości, wykonuje się kolejny pomiar temperatury. Po tym pomiarze, kawerna jest pozostawiona na okres nie krótszy niż 24 godziny, (zazwyczaj pomiędzy 48 a 72 godziny). W tym czasie dokładnie monitorowane i zapisywane jest ciśnienie na głowicy otworu azotu i solanki. Następnie, po raz kolejny przeprowadza się pomiar głębokości zwierciadła solanki oraz temperatury.

Ostatnim etapem badań szczelności jest wykonanie obliczeń zmian objętości azotu. Obliczenie dokładnej objętości azotu jest niezbędne do określenia przyczyn zmian ciśnienia takich jak temperatura, rozpuszczanie soli lub jej płynięcie, które powodują zmiany objętości otworu i kawerny.

## OBLICZENIA

### • Objętość jednostkowa otworu

Objętość azotu potrzebną do wykonania testów szczelności można obliczyć na dwa sposoby. Pierwsza metoda polega na wstępnym obliczaniu objętości przed rozpoczęciem testu. Objętość otworu od głowicy do buta rur zależy od średnicy wewnętrznej zacementowanej kolumny rur eksploatacyjnych oraz od zewnętrznej średnicy ostatniej kolumny rur wiszących. Ponadto, objętość ta poniżej buta rur obliczana jest na podstawie wyników badań echometrycznych sonarem lub na podstawie otworowego profilowania średnicy.

Druga metoda jest metodą empiryczną polegającą na wypompowaniu określonej objętości azotu i zbadaniu poziomu zwierciadła solanki w otworze.

$$V = \frac{\text{azot (m}^3\text{)}}{\text{głębokość (m)}}$$

V – Objętość jednostkowa otworu (m<sup>3</sup>/m)

#### • Czas trwania testu integralności rur produkcyjnych

Do obliczania czasu potrzebnego do stwierdzenia integralności rur produkcyjnych stosuje się poniższy wzór

$$T = \frac{V \times R \times 365 \text{ dni/rok} \times 24 \text{ godzin/dzień}}{16\text{m}^3/\text{rok}}$$

T – Czas trwania testu (godziny)

V – Objętość jednostkowa otworu (m<sup>3</sup>/m)

R – Minimalna rozdzielczość sondy badającej poziom zwierciadła solanki (m)

#### • Minimalny czas trwania testu wymaganego do obliczenia minimalnego wykrywalnego ubytku azotu (*Minimum Detectable Leak Rate- MDLR*)

Poniższy wzór stosowany jest do obliczenia czasu trwania testu szczelności, dla którego wartość Minimum Detectable Leak Rate może być niższa od 160m<sup>3</sup>/rok.

$$T = \frac{V \times R \times 365 \text{ dni/rok} \times 24 \text{ godzin/dzień}}{160\text{m}^3/\text{rok}}$$

T – Minimalny czas trwania testu (godziny)

V – Objętość otworu (m<sup>3</sup>/m)

R – Minimalna rozdzielczość sondy badającej poziom zwierciadła solanki (m)

#### • Minimalny wykrywalny ubytek azotu (*Minimum Detectable Leak Rate – MDLR*)

Do obliczenia Minimum Detectable Leak Rate (MDLR) służy poniższy wzór

$$MDLR = \frac{V \times R \times 365 \text{ dni/rok}}{T}$$

MDLR – Minimum Detectable Leak Rate

T – Czas trwania testu (dni)

V – Jednostkowa objętość otworu (m<sup>3</sup>/m)

R – Minimalna rozdzielczość sondy badającej poziom zwierciadła solanki (m)

#### • Szybkość ubytku azotu (*Calculated Nitrogen Leak Rate – CNLR*)

Wzór ten jest używany do obliczania Calculated Nitrogen Leak Rate (CNLR)

$$CNLR = \frac{1}{T} \times \left[ V_s - \frac{P_f \times V_f}{P_s} \right] \times 365 \text{ dni/rok}$$

CNLR – Calculated Nitrogen Leak Rate

T – Czas trwania testu (dni)

V<sub>s</sub> – Objętość azotu na początku testu (m<sup>3</sup>)

V<sub>f</sub> – Objętość azotu na końcu testu (m<sup>3</sup>)

P<sub>s</sub> – Ciśnienie azotu na początku testu (kPa)

P<sub>f</sub> – Ciśnienie azotu na końcu testu (kPa)

### INTERPRETACJA WYNIKÓW

W praktyce przyjmuje się, że wynik testu będzie pozytywny i wykaże szczelność kawerny, jeżeli głębokość lustra solanki jest taka sama w obu pomiarach tj. zaraz po zatłoczeniu azotu oraz po zakończeniu testu. Jednak w zależności od sytuacji panującej w kawernie, różnica do 30 cm jest akceptowalna (CSA Z341). Natomiast, jeżeli opisana różnica wynosi jeden metr lub więcej wskazuje na nieszczelność kawerny.

Wśród najczęściej spotykanych objawów nieszczelności kawerny można wymienić:

- nieszczelność kolumny rur wiszących – wzrost ciśnienia solanki oraz obecność w niej azotu;
- nieszczelność zacementowanej kolumny rur produkcyjnych oraz cementacji buta tychże rur – spadek ciśnienia azotu oraz solanki przy jednoczesnym podniesieniu się poziomu lustra solanki;
- nieszczelność kawerny – spadek ciśnienia azotu oraz solanki przy równoczesnym obniżeniu się poziomu lustra solanki.

### PODSUMOWANIE

Po zakończeniu testu i wykonaniu obliczeń, końcowy raport musi zostać wysłany do odpowiedniej instytucji w danej prowincji wydającej pozwolenia na eksploatację kawern solnych. Dla przykładu, w Albercie jest nią Alberta Energy Regulator (AER). Aby kawerna zaliczyła test szczelności wartość szybkość ubytku azotu (*Calculated Nitrogen Leak Rate – CNLR*) musi być mniejsza od 160 m<sup>3</sup>/rok.

Pozytywne wyniki testu szczelności są podstawowym warunkiem do otrzymania lub przedłużenia istniejącej już licencji na eksploatację danej kawerny.

### LITERATURA / REFERENCES

- CICCHINI O., 2015. Guidelines for mechanical integrity testing of storage caverns, materiały archiwalne CICCHINI PROJECTS LTD.
- KUNSTMAN A., POBORSKA-MŁYNARSKA K., URBANCZYK K., 2002. Zarys otworowego ługownictwa solnego, Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne
- Z341 Series-14 Storage of hydrocarbons in underground formations, 2014, Canadian Standards Association
- Z341.4-14 Salt cavern waste disposal, 2014. Canadian Standards Association



# Selective solution mining within complex deposit structures at Dallol Region in Ethiopia

## *Selektywna eksploatacja otworowa kompleksu struktur złożowych w regionie Dallol w Etiopii*

Thomas FLISS, Wolfgang RAMM, Benjamin MÜLLER<sup>1</sup>, Brendan FERREIRA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> K-UTEC AG Salt Technologies, Am Petersenschacht 7, 99706 Sondershausen, Germany, thomas.fliss@kutec.de

<sup>2</sup> CIRCUM Minerals Potash Ltd, 802 Medhaniale Building, Woreda 03/05, Addis Ababa, Ethiopia

### ABSTRACT

K-UTEC AG Salt Technologies, a German research and engineering company with more than 60 years of experience within the sector of potash and rock salt mining, develops actually one of the world's first solution mining operation for selective leaching of potash layers in different levels within the Circum's Danakil Potash Project. The successful running test work is based on a special well layout and adjusted leaching schedule applying a modified blanket operation. K-UTEC designed the test well and delivered key components of the test facility, like safety equipment and a full laboratory for brine monitoring. To ensure a well targeted test operation K-UTEC commissioned the well and provides a comprehensive support on site. K-UTEC will produce the final products in pilot plant scale after finishing the on site test work.

**Keywords:** Solution mining, Potash processing, Drilling, Test well, Pilot plant, Evaporation pond

### STRESZCZENIE

K-UTEC AG Salt Technologies jest niemiecką firmą, które od ponad sześćdziesięciu lat zajmuje się badaniami i inżynierią w sektorze wydobywania soli kamiennej i potasowej. Obecnie rozwija projekt selektywnej eksploatacji warstw potasowych na różnych poziomach w ramach CIRCUM's Danakil Potash Project. Test pilotażowy oparty na specjalnym ułożeniu orurowania i przystosowanym harmonogramie ługowania przeprowadzono z powodzeniem. K-UTEC zaprojektował pilotażowe orurowanie oraz dostarczył części składowe a także wyposażenie dla laboratorium i monitoringu

solanki. Po wykonaniu serii terenowych testów pilotażowych K-UTEC wyprodukuję ostateczne urządzenia do zakładu doświadczalnego.

**Słowa kluczowe:** eksploatacja otworowa, przetwarzanie potasu, wiercenie, testy orurowania, pilotażowy zakład, staw ewaporacyjny,

### LOCATION & GEOLOGICAL SETTINGS

CIRCUM's Danakil Project license is located in the Afar Region of north-eastern Ethiopia, approximately 600 km north-north-east of the capital city of Addis Ababa and nearly 85 km from the Red Sea coast of Eritrea (Fig. 1). It is situated in an area north of the Crescent and the Musley potash deposits, which were explored in the 1950's and 1960's by the Ralph Parsons Company.

Potash mineralization occurs in depths as shallow as 85 meters up to depths of about 600 m below surface. The seam structure comprises a mineable lower Kainite unit with overlying Carnallite and an upper Sylvinitite unit, partly connected with an underlying smaller Carnallite layer. Between these two mineable horizons, a Bischofite layer occurs with a thickness up to more than 60 m (K-UTEC, 2013 a).

### DEPOSIT & MINING METHOD

The total Mineral Resource Estimate includes the Sylvinitite, Upper Carnallitite, Lower Carnallitite and the Kainite potash bearing beds, comprises a Measured and Indicated Mineral Resource totaling 2.8 Bt at an average grade of 18.6% KCl, which gives a total of 525.8 Mt of KCl and an Inferred



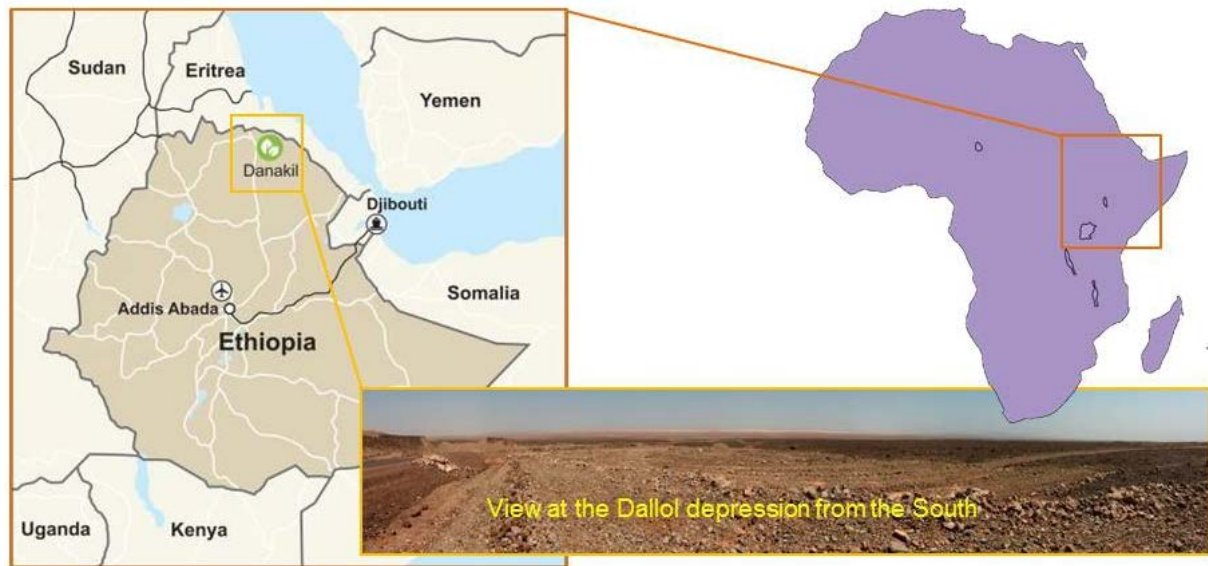


Fig. 1: CIRCUM's Danakil Project license within the Afar Region of north-eastern Ethiopia.

*Ryc. 1. Usytuowanie CIRCUM's Danakil Project w północno-wschodniej Etiopii.*

Mineral Resource of 2.1 Bt at an average grade of 17.5% KCl, which gives a total of 366.5 Mt KCl (Senet, 2015).

Through a comparison of the advantages and disadvantages of various applicable mining technologies, solution mining could be identified as preferred technology. Solution mining is the most appropriate method for this resource owing to factors such as ease of integration with the processing concept, low-risk, established technology, low cost and manpower requirement and low management complexity (K-UTEK, 2014). Depending on Bischofite thickness, ore qualities and the desired product choice (certain SOP to MOP ratio necessary) different solution mining procedures were developed.

Although  $MgCl_2$  from Bischofite can be accommodated within the processing concept, its exploitation by solution mining would be extremely disadvantageous in terms of water consumption and energy. It was therefore decided to develop solution mining concepts which avoided the extraction of excessive amounts of Bischofite. The extraction of zero Bischofite is obviously not a practicable expectation since it is situated between the Upper and Lower Carnallite units and effects of the solution mining procedures on the sensitive Bischofite cannot be avoided.

The so called SolMin1 procedure considers the creation and exploitation of solution mining caverns extracting the whole potash sequence leading to the generation of high caverns (possibly up to 30m). In this case Sylvinitic, Carnallitic and Kainite layers will be extracted simultaneously.

The second option SolMin2 is characterized by the selective solution mining of units in areas where Bischofite exceeds a certain thickness. In this case, solution mining takes place initially in the lower horizons, finally followed by the upper horizons after piping is drawn to the upper Carnallite and Sylvinitic layers (K-UTEK, 2013 b).

The brine emanating from the solution mining caverns is pumped to the processing plant for further treatment. Clearly, the purpose of the plant is to concentrate the solution and extract the potassium in the desired compounds. Due to the ratio of anions and cations within the brine (which can also be varied according to the selection of SolMin1 or SolMin2) several production opportunities exist. However, owing to its unselective nature, all scenarios associated with SolMin1 will yield SOP as the main product. MOP may still be produced during the last evaporation step this will be in minor quantities though.

The aim of SolMin2 is to fully utilize the entire resource. Because of the incorporation of Kainite, it is implicated that SOP will be the predominant product as well. As with SolMin1, minor quantities of MOP can be produced within the process.

#### EXPLORATION WORK & TEST WELL FACILITIES

The Mineral Resource Estimate is based on the assessment of 74 core drill holes totaling 20,284 meters conducted between 2010 and 2014. The MRE also took more than 74.78 kilometers of 2D seismic survey conducted in December 2014 into consideration. To calculate the polygon areas of each drill hole location a radius of 500 meters was defined for the Measured category, 1,000 meters for the Indicated category and 2,000 meters for the Inferred category.

To evaluate and verify the solution mining procedures as well as the processing routes, a test well program was designed and started in 2015. The program comprised comprehensive weather monitoring; drilling, completion and operation of a solution mining test well and the erection of various evaporation ponds and pools. Furthermore some water wells were drilled and investigated.



**Fig. 2:** Drill pad during well cementation of the final 9-5/8" casing, drill rig Nordmeyer DSB 3-14 of the Company Nord Bohr- und Brunnenbau

*Ryc. 2. Cementacja osłony szybu wiertniczego, wieża wiertnicza Nordmeyer DSB 3-14 firmy Nord Bohr- und Brunnenbau*

### TEST WELL ERECTION & OPERATION

The drill hole of the test well Solmin01 had the same dimensions that would be applied for a regular production well. It was situated within a typically structured potash sequence. Within the overburden and the cap rock two technical casings 18-5/8" and 13-3/8" of size were used. The last cemented casing reaching the top of the Sylvinitic unit was 9-5/8". The selection of the final location was based on the updated geological model and the results of the seismic survey.

For the drilling process a reverse drilling method (air lifting based on RC-drilling) was chosen to minimize energy consumption and to avoid negative effects on the rocks of the overburden. Figure 2 shows the drill pad with the drill rig during cementation. Within the potash sequence core drilling was applied to get sample material for further test works (leaching tests and investigations in laboratory scale). For cementation of the 13-3/8" and 9-5/8" the German company BLZ Gommern provided a special support to ensure a safe and tight cementation. The equipment for testing and the preparation of the cement suspension was provided by K-UTEC.

For the initial test well operation a diesel blanket was applied. A suitable blanket system facility comprising of two pumps and tanks was erected. After an unwanted cavern development towards the Bischofite layer the blanket medium was changed to use compressed air. K-UTEC designed and delivered the blanket system and the test work could be continued after securing the Bischofite bed with compressed air. After a Kainite cut the Bischofite bed was bridged with brine and finally the Sylvinitic was leached. Subsequently a performance test of the well was carried out applying a higher volume flow. Figure 3 shows the well head of the test well together with the control devices on the brine line.



**Fig. 3:** Well head of the test well SolMin01, in the foreground the monitoring devices on the brine line

*Ryc. 3. Głowica szybu testowego SolMin01, w tle urządzenia monitorujące*

### EVAPORATION TEST WORK

To verify the designed process routes comprehensive evaporation test work was planned and realized. In a first step of pre-tests synthetic brines similar to the expected production brines were prepared and evaporated. These test works could verify the principal theory and a more detailed scheduling of the follow up evaporation tests was possible.

To monitor the brine quality a laboratory was installed on site. K-UTEC designed the lab and instructed the lab personal. Lab liability and the quality of analyses were on a good level and according to normal standards.

After the pre-test phase the produced brines from the test well operation were stored temporarily inside a buffer tank to be able to control the target composition. After storing of an adequate volume of high quality brines, the real evaporation test started by filling the big evaporation pond. Figure 4 shows the evaporation ponds and the used brine pump.





**Fig. 4.** Evaporation pond with a mobile brine pump. The pond in the background is harvested and the pond in the fore ground is ready for filling

*Ryc. 4.* Staw ewaporacyjny z mobilną pompą solankową. Staw w tle jest gotowy do eksploatacji, a staw z przodu jest gotowy do wypełnienia.

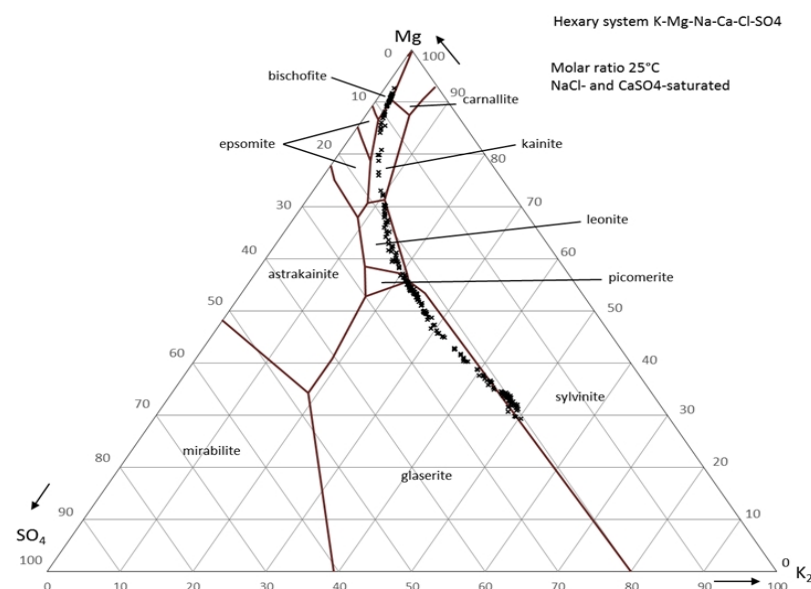
During test work daily sampling and analyses were carried out for exact brine composition monitoring. After reaching the target point the whole brine volume was transferred to the next pond. The resulting crystallizate was harvested by hand and representative samples were analyzed. For Kainite evaporation a total of 6 brine transfers were realized.

The total amount of crystallizate after 5 brine transfers was around 90 tons, with approximately 11 tons of Sylvite and 20 tons of Kainite. The Kainite content in the 5th harvest stage was 75 %. Figure 5 shows the crystallization pathway in the Jänecke diagram of the hexa-system K-Mg-Na-Ca-Cl-SO<sub>4</sub>.

To test the final processing steps a representative sample volume will be send to the K-UTEC facilities in Sonderhausen when the on site evaporation test work is finished. K-UTEC will produce the final products in pilot plant scale.

## REFERENCES

- SENET, K-UTEC, ERM, Integer & Umvoto (2015): Danakil Potash Project, DFS Technic Report. SENET (Pty) Limited, July 2015.
- K-UTEC (2014): NI 43-101 REPORT – Technical Report with Mineral Resource Estimate, Danakil Potash Project, Ethiopia. K-UTEC AG Salt Technologies Sondershausen, Germany, March 2014.
- K-UTEC (2013b): Technical Report with mineral resource estimate and preliminary economic assessment, Danakil Potash Project. Ethiopia. K-UTEC AG Salt Technologies Sondershausen, Germany, March 2013.
- K-UTEC (2013a) Preliminary Mining and Processing Concept and PEA for a Plant to Produce SOP based on Danakil Deposit. K-UTEC AG Salt Technologies Sondershausen, Germany, December 2013.



**Fig. 5:** Crystallization pathway of the Kainite brine test in the Jänecke diagram of hexa-system K-Mg-Na-Ca-Cl-SO<sub>4</sub>.

*Ryc. 5.* Ścieżka krystalizacji solanki kainitowej na diagramie Jänecke w systemie hexa K-Mg-Na-Ca-Cl-SO<sub>4</sub>





# Pomiary echometryczne kawern solnych wypełnionych gazem przy użyciu echosondy CHEMKOP

## *Echometric surveys of salt caverns filled with gas by means of the Echosonda Chemkop sonar*

Mateusz FIGARSKI<sup>1</sup>, Tomasz KUBACKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ośrodek Badawczo-Rozwojowy Górnictwa Surowców Chemicznych „CHEMKOP” Sp. z o.o.  
ul. J. Wybickiego 7, 31-261 Kraków, e-mail: figarski@chemkop.com,

<sup>2</sup> Ośrodek Badawczo-Rozwojowy Górnictwa Surowców Chemicznych „CHEMKOP” Sp. z o.o.,  
ul. J. Wybickiego 7, 31-261 Kraków, e-mail: kubacka@chemkop.com

### STRESZCZENIE

Metoda echometryczna pozwala na pomiar wielkości i kształtu kawernowych podziemnych magazynów gazu. Pomiary ultradźwiękowe w gazie wymagają prawidłowego przystosowania aparatury pomiarowej oraz opracowania odpowiedniej metodyki pomiaru. Dzięki zastosowaniu Echosondy CHEMKOP, do końca 2016 roku z sukcesem wykonano 9 pomiarów echometrycznych kawern zlokalizowanych w złożach soli wypełnionych gazem ziemnym pod ciśnieniem. Skuteczność pomiaru potwierdzona została zarówno przy małych jak i dużych ciśnieniach. Prace zostały zrealizowane w sposób zapewniający pełne bezpieczeństwo w środowisku gazowym przy ciśnieniu głowicowym wynoszącym nawet 21 MPa.

**Słowa kluczowe:** Echosonda CHEMKOP, pomiary echometryczne, pomiary ultradźwiękowe w gazie, kawerna solna, kawernowe podziemne magazyny gazu, KPMG Mogilno, KPMG Kosakowo.

### ABSTRACT

The echometric method allows to measure size and shape of underground cavern gas storages. Ultrasonic measurements in gas require proper adaptation of the measuring apparatus and development of an adequate measurement methodology. By using Echosonda CHEMKOP sonar, till the end of 2016 year, nine echometric measurements of cavern located in salt deposit filled with natural gas under pressure was made with

success. Effectiveness of the measurements was proven both for low and high pressures. Works were performed in a method that ensures full safety in gas environment with the wellhead pressure reaching even 21 MPa.

**Keywords:** ECHOSONDA CHEMKOP sonar, echometric measurements, ultrasonic measurements in gas, salt cavern, cavern underground gas storages, CUGS Mogilno, CUGS Kosakowo.

### WSTĘP

Kawerny solne wypełnione gazem ziemnym ze względu na trudne warunki ich eksploatacji m.in. duże głębokości posadowienia, wysokie ciśnienia i temperatura oraz ich duża zmienność, wielocykliczność zatłaczania i odbioru gazu etc., wymagają okresowych inspekcji celem oceny zmian ich kształtu i objętości w czasie. Dla oceny tych zmian wykonuje się okresowe pomiary ultradźwiękowe przy użyciu specjalistycznej echosondy.

Zakład Geofizyki Górniczej działający w Ośrodku Badawczo-Rozwojowym Górnictwa Surowców Chemicznych „CHEMKOP” Sp. z o.o. wykonuje pomiary echometryczne od ponad 40 lat w kraju i za granicą. Do niedawna pomiary te obejmowały niemal wyłącznie badania kawern wypełnionych solanką. Dzięki zaprojektowaniu i skonstruowaniu specjalistycznej sondy ultradźwiękowej oraz opracowaniu właściwej metodyki pomiarowej od 2015 roku CHEMKOP wykonuje również pomiary wielkości i kształtu kawern solnych wypełnionych gazem.

W artykule przedstawiono autorską metodykę CHEMKOP wykonywania pomiarów echometrycznych kawern wypełnionych gazem ziemnym, którą opracowano i zastosowano do pomiarów kawern KPMG Mogilno i KPMG Kosakowo, których budowę i eksploatację prowadzi Spółka Gas Storage Poland, a właścicielem jest PGNiG SA.

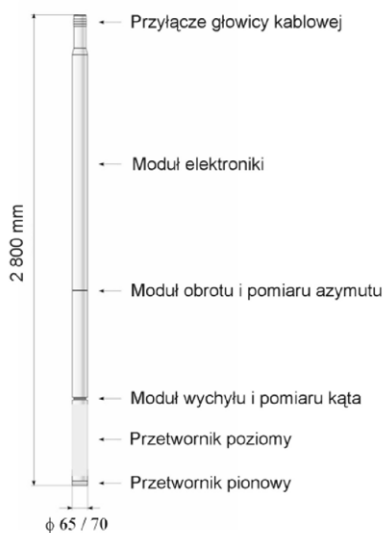
#### PRZEDMIOT BADAŃ

Do końca 2016 roku z powodzeniem wykonano łącznie 9 pomiarów echometrycznych kawern magazynowych zlokalizowanych w KPMG Mogilno i KPMG Kosakowo wypełnionych gazem ziemnym, charakteryzujących się zróżnicowanym kształtem i objętością geometryczną. Do wykonania takich pomiarów niezbędne było odpowiednie przystosowanie aparatury pomiarowej. Ciśnienia głowicowe badanych komór osiągały wartości do 21 MPa, w związku z tym wykonywanie pomiarów w takich warunkach wymagało stałej kompensacji ciśnienia z zastosowaniem specjalistycznej śluzы ciśnieniowej. W zakresie tych prac współpracowano z Geofizyką Toruń S.A., która posiada wieloletnie doświadczenie, zapewniając tym samym fachowość i pełne bezpieczeństwo.

Specyfika komór magazynowych wypełnionych gazem ziemnym była punktem wyjściowym dla poprawnego zaprojektowania parametrów aparatury pomiarowej jak również dla opracowania odpowiedniej metodyki wykonywanych pomiarów. Z tego względu musiały zostać wzięte pod uwagę takie czynniki jak np.: prędkość propagacji fali ultradźwiękowej w badanym medium, tłumienie ośrodka, częstotliwość przetwornika ultradźwiękowego, częstotliwość impulsowania, zasięg, rozdzielczość, etc.

#### PODSTAWY METODY ECHOMETRYCZNEJ

Podstawowym elementem echometrycznego systemu pomiarowego jest Echosonda CHEMKOP (Ryc. 1.). Specjalna



Ryc. 1. Schemat poglądowy Echosondy CHEMKOP  
Fig. 1. Schematic diagram of Echosounder CHEMKOP

konstrukcja sondy pomiarowej oraz zastosowanie odpowiedniego magnetostrykcyjnego przetwornika ultradźwiękowego pozwalają na jej zastosowanie do pomiarów kawern wypełnionych zarówno gazem jak i solanką.

Stosowana metoda echometryczna opiera się o wyznaczenie odległości pomiędzy echosondą a ścianą komory. Odległość tę można wyliczyć wykorzystując wzór:

$$R = c \times t / 2$$

gdzie:

$R$  – mierzona odległość [m],

$c$  – prędkość propagacji fali ultradźwiękowej w badanym medium [m/s],

$t$  – czas jaki upłynął pomiędzy nadaniem a odebraniem impulsu ultradźwiękowego [ms].

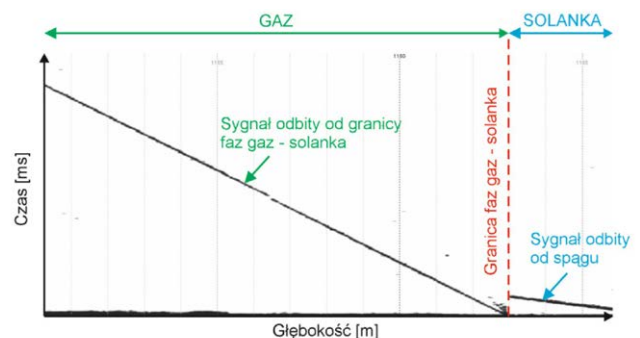
Wyznaczenie prędkości ultradźwięków  $c$  jest więc niezbędne do obliczenia drogi  $R$  jaką wyemitowany impuls przebywa w czasie  $t$ . Czas (w milisekundach) jest mierzony pomiędzy chwilą nadania impulsu a momentem odbioru sygnału odbitego (echa).

Należy zwrócić uwagę na fakt, że w badanych kawernach magazynowych gazu może znajdować się pewna ilość solanki. Niezbędne jest zatem zmierzenie prędkości propagacji ultradźwięków w obu ośrodkach. W tym celu stosuje się pomiar sondą kalibracyjną lub opracowaną przez CHEMKOP metodą z użyciem echosondy.

Przemieszczając echosondę w górę lub w dół ze stałą prędkością z jednoczesną rejestracją sygnału odbitego od stropu, spągu lub granicy faz gaz – solanka, otrzymuje się echogram z krzywymi. Z nachylenia tych krzywych możliwe jest wyznaczenie prędkości propagacji ultradźwięków w badanym ośrodku (Ryc. 2).

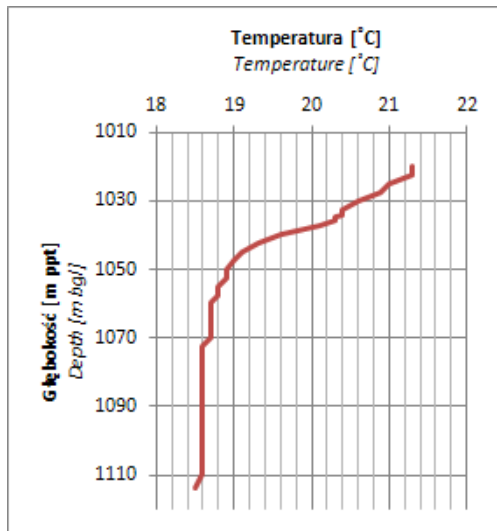
Metodę tę stosuje się również do precyzyjnego określenia głębokości położenia granicy faz podczas przejścia sondy z jednego ośrodka w drugi (Rys. 2).

W pomierzonych kawernach wartości prędkości ultradźwięków w gazie mieściły się w zakresie 445 – 581 m/s. Natomiast w częściach magazynów wypełnionych solanką 1806 – 1822 m/s zmiany prędkości ultradźwięków w danych

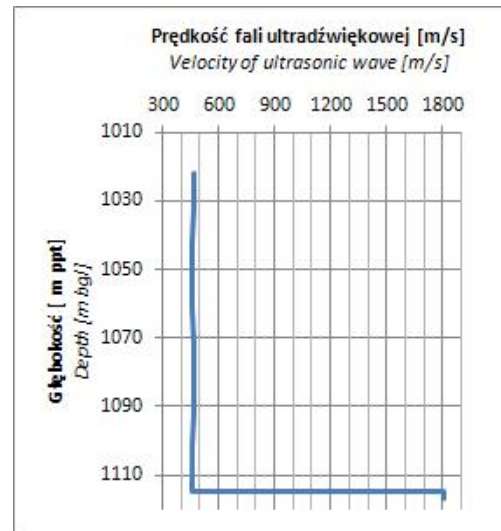


Ryc. 2. Echogram przedstawiający profilowanie wzdłuż osi komory w gazie oraz w solance

Fig. 2. Echogram showing profiling in gas and brine along the chamber axis



Ryc. 3. Profil temperatury  
Fig. 3. Temperature Log



Ryc. 4. Profil prędkości fali ultradźwiękowej  
Fig. 4. Velocity of ultrasonic wave Log

komorach, wzdłuż ich osi pionowych wynosiły od kilku do kilkunastu m/s.

Wartości temperatury gazu mieściły się w przedziale 18,5 – 57,3 °C, a w solance 22,3 – 50,2 °C. Zmiany temperatur w danych komorach mieściły się w zakresie kilku °C.

Poniżej przedstawiono profil temperatury (Ryc. 3) oraz profil prędkości fali ultradźwiękowej (Ryc. 4), które otrzymano podczas pomiaru jednej z kawern magazynowych.

Przy badaniach echometrycznych prowadzonych w medium gazowym dużym problemem staje się tłumienie, które znacząco wpływa na zasięg tej metody. Przy małych wartościach ciśnienia ośrodku otrzymanie echa z większej odległości może być utrudnione. Dodatkowo tłumienie sygnału wzrasta wraz ze zwiększeniem jego częstotliwości (Jagodziński Z., 1997). Dzięki zastosowaniu przez CHEMKOP przetwornika magnetostrykcyjnego o częstotliwości 47 kHz zarejestrowano, w jednej z mierzonych kawern, echo z odległości 72,5 metrów od ściany komory. Ponadto pomiar od lustra solanki w komorze z niskim ciśnieniem głowicowym rzędu 10,5 MPa, udowodnił, że jest możliwe uzyskanie echa z odległości nawet do 100 m.

Ze względu na niską prędkość propagacji fali ultradźwiękowej w środowisku gazowym, niezbędne było ustalenie okna czasowego (czas nasłuchu: czas pomiędzy kolejno generowanymi impulsami) o wartości 450 ms, co w teorii, przy prędkości propagacji 445 m/s pozwala na obserwację obiektu usytuowanego w odległości 100 m od przetwornika. Dla większych prędkości zasięg jest odpowiednio większy.

Metoda pomiaru echosondą oparta jest o ciągle nadawanie i odbieranie impulsów ultradźwiękowych przetwornikiem obracającym się wokół własnej osi. Prędkość obrotu, jak również częstotliwość impulsowania będą miały zatem wpływ na pokrycie badanej ściany kawerny.

Przy czasie obrotu wynoszącym 180 sekund i częstotliwości impulsowania 450 ms, impuls generowany jest rzadziej niż co 1° obrotu przetwornika.

Dzięki zastosowaniu głowicy ultradźwiękowej o odpowiednich wymiarach uzyskano wiązkę o pożądanej geometrii. W pionie kąt  $\alpha$  rozwarcia wiązki wynosi ok. 2,2°, a w poziomie kąt  $\beta$  wynosi ok. 15°. Wartości tych kątów określają wzory (Hansen R. E., 2012):

$$\alpha \approx \lambda/h \qquad \beta \approx \lambda/d$$

gdzie:

$\alpha$  – kąt rozwarcia wiązki w pionie [°],

$\beta$  – kąt rozwarcia wiązki w poziomie [°],

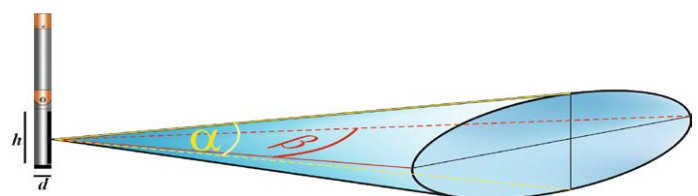
$\lambda$  – długość fali ultradźwiękowej [m],

$h$  – wysokość przetwornika [m],

$d$  – szerokość przetwornika [m].

Uzyskany horyzontalny kąt rozwarcia wiązki  $\beta$  sygnału (Ryc. 5) zwiększa pokrycie ściany komory w poziomie. Natomiast niewielki wertykalny kąt  $\alpha$  (Ryc. 5) wpływa na wysoką rozdzielczość pionową, dzięki której precyzyjnie można określić zmiany kształtu w pionowym profilu kawerny.

Ponieważ pokrycie pionowe zależy od rozwartości wertykalnej wiązki  $\alpha$ , do prawidłowego odwzorowania kształtu komory należy ustalić odpowiedni głębokościowy krok pomiaru



Ryc. 5. Kąty rozwarcia wiązki ultradźwiękowej  
( $\alpha$  – w pionie;  $\beta$  – w poziomie)

Fig. 5. Angles of the ultrasonic beam ( $\alpha$  – vertical;  $\beta$  – horizontal)



rowy. Standardowo wykonuje się profilowania poziome co 5 m i w miarę potrzeb krok ten zagęszcza się – czasem nawet do 0,5 m. Praktyka pokazała, że przy dużej zmienności kształtu kawerny w pionie optymalny krok pomiarowy wynosi 2,5 m. Taka sytuacja ma miejsce najczęściej w komorach usytuowanych w złożach pokładowych (np. KPMG Kosakowo).

#### METODYKA POMIARÓW ECHOMETRYCZNYCH

Otrzymanie zadowalających wyników pomiarów echometrycznych w kawernach magazynowych gazu było rezultatem odpowiedniego przystosowania aparatury oraz zastosowania autorskiej metodyki pomiarowej. Prace prowadzone były w ściśle określonej kolejności.

Pierwszym etapem jest dowiązanie pomiaru głębokości do buta rur kolumny cementowanej, przy zastosowaniu sondy CCL lub echosondy.

Następnie wykonuje się profile pionowe pozwalające na wstępną ocenę kształtu komory. Profilowania te przeprowadza się przemieszczając sondę w pionie z równoczesnym nadawaniem i rejestracją sygnału. W trakcie profilowania pionowego głowica przetwornika nie wykonuje obrotu.

Kolejnym etapem są profilowania określające rozkład prędkości ultradźwięków wzdłuż pionowej osi komory.

Etapem zasadniczym badania echometrycznego jest umieszczenie sondy na zadanej głębokości. Dalej wykonuje się profilowanie poziome, czyli pełny obrót głowicy pomiarowej z ciągłym emitowaniem sygnału ultradźwiękowego i rejestracją sygnału odbitego od ściany kawerny (Ryc.8). W efekcie otrzymuje się echogram czyli obraz kawerny w przekroju poziomym.

W celu stabilizacji temperaturowej modułu pomiarowego, precyzyjny pomiar temperatury wykonuje się dopiero po zakończeniu profilowania poziomego. Rozdzielczość pomiaru temperatury wynosi 0,1 °C.

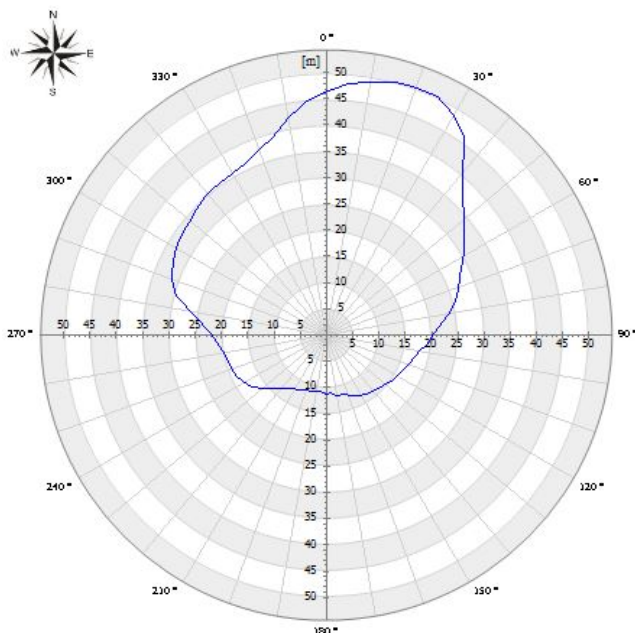
Następnie sondę przemieszcza się na kolejne poziomy o zadany krok głębokościowy, na których wykonuje się profilowania poziome oraz pomiary temperatury.

Interpretacja otrzymanych echogramów (Kościszko M., Rałowicz B., 2010) oraz złożenie wszystkich poziomów pozwala przedstawić wstępny obraz komory, a otrzymane wartości temperatury z poszczególnych poziomów wykreślają profil temperaturowy wzdłuż jej osi pionowej (Ryc. 3).

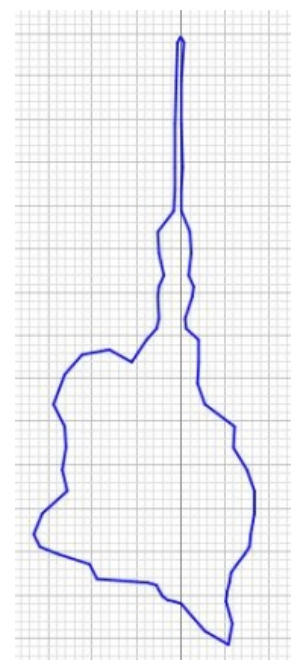
Dla pełnego przedstawienia rzeczywistego obrazu komory niezbędne jest także opomiarowanie jej fragmentów w płaszczyźnie pionowej. W tym celu wykonywane są profilowania poziome z zadanej głębokości, tzw. bazowej, przy użyciu wychylnej głowicy pomiarowej w zakresie kątów  $-90^{\circ} \div +90^{\circ}$ . Jest to etap szczególnie ważny w komorach zlokalizowanych w złożach wysadowych, gdzie często występują rozłogowania o rozmaitych kształtach, tzw. kieszenie (Kunzman A. i in., 2002). Dzięki wychylnej głowicy pomiarowej otrzymywany jest obraz ewentualnie występujących podługowań oraz części stropowej (kąty  $0^{\circ} \div +90^{\circ}$ ), jak również części spągowej kawerny (kąty  $0^{\circ} \div -90^{\circ}$ ).

Interpretacja echogramów z głębokości bazowych oraz połączenie tych wyników z wcześniejszymi wynikami profilowań poziomych dają pełny obraz pomierzonej kawerny (Ryc. 7 i 9).

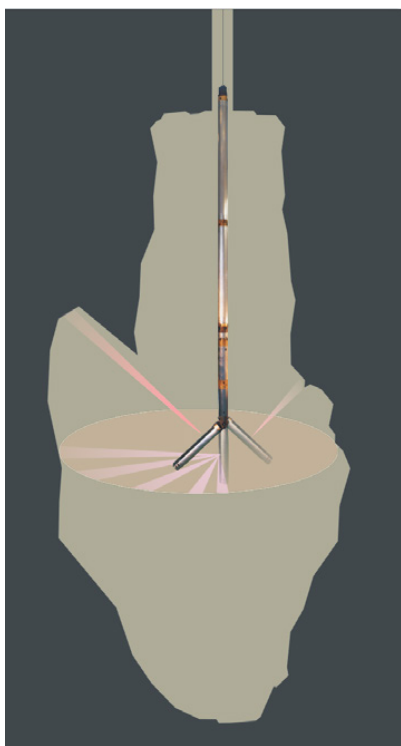
Dodatkowo wykonując echometryczne profilowanie pionowe wyznaczana jest głębokość granicy faz gaz – solanka z rozdzielczością pomiarową 0,1 m.



Ryc. 6. Przekrój poziomy kawerny  
Fig. 6. Horizontal section of cavern



Ryc. 7. Przekrój pionowy kawerny  
Fig. 7. Vertical section of cavern



**Ryc. 8.** Idea pomiaru echometrycznego kawerny  
*Fig. 8.* Idea for the cavern echometric measurement

#### PODSUMOWANIE

Wykonane pomiary potwierdziły skuteczność metody echometrycznej stosowanej przez CHEMKOP dla określenia wielkości i kształtu podziemnych kawern wypełnionych gazem ziemnym pod ciśnieniem.

Parametry techniczne echosondy CHEMKOP pozwoliły na rejestrację sygnału z odległości 100 m, nawet przy niższych ciśnieniach rzędu 10,5 MPa. Wykonanie pomiaru jest bezpieczne pod względem zachowania pełnej szczelności układu nawet przy wysokim ciśnieniu rzędu 21 MPa.

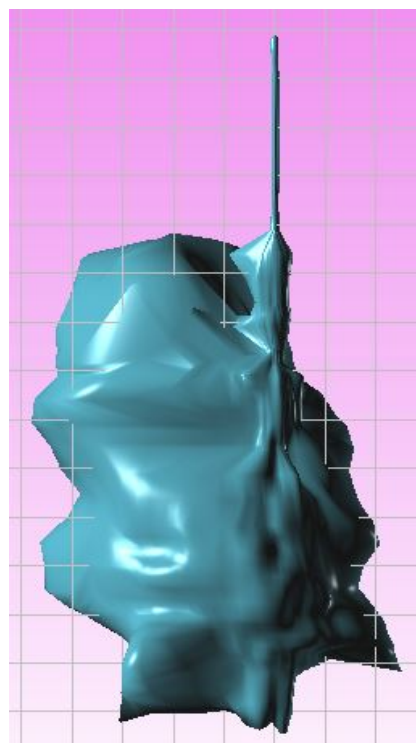
Geometria generowanej wiązki sygnału ultradźwiękowego wpływa na rozdzielczość pomiarową. W części kawerny wypełnionej gazem rozdzielczość ta jest znacznie wyższa niż w części wypełnionej solanką. Wysoka rozdzielczość pomiarowa oraz opracowana metodyka umożliwiają dokładne odwzorowanie kształtu i wymiarów badanej kawerny.

Metoda ultradźwiękowa pozwala również na precyzyjny pomiar położenia granicy faz gaz – solanka.

#### SUMMARY

The performed surveys proved effectiveness of the echometric method used by CHEMKOP to determine size and shape of the underground cavern filled with pressurized natural gas.

The ECHOSONDA CHEMKOP sonar technical parameters allowed to register signal from a distance of 100 m, even at lower pressure of 10.5 MPa. Measurements are safe even at high pressure of 21 MPa.



**Ryc. 9.** Widok 3D kawerny  
*Fig. 9.* 3D view of cavern

Geometry of the generated ultrasonic signal beam influences the measurement resolution. In the part of cavern that is filled with gas, this resolution is much higher than in the part that is filled with brine. The high measurement resolution and developed method allow to precisely depict shape and dimensions of the examined cavern.

The ultrasonic method also allows to precisely measure location of the gas – brine phases boundaries.

#### PODZIĘKOWANIE

*Dzięki wsparciu oraz udostępnieniu kawern magazynowych do pomiarów echometrycznych przez firmę GSP Sp. z o.o., zebrano niezbędne doświadczenie oraz uzyskano wyniki, które stanowią podstawę do dalszego rozwoju zarówno aparatury jak i metodyki pomiarowej.*

*Składamy podziękowania firmie GSP Sp. z o.o. oraz PGNIG SA za możliwość wykorzystania materiałów, które pozwoliły na sporządzenie niniejszego artykułu.*

#### LITERATURA

- JAGODZIŃSKI Z., 1997. *Przetworniki ultradźwiękowe*. Warszawa, 1997.
- KOŚCIUSZKO M., RAŁOWICZ B., 2010. *Automatyczna interpretacja kształtu kawern mierzonych Echosondą Chemkop*. Geologia, 2010, 36 (3): 439-449.
- KUNSTMAN A., POBORSKA-MŁYNARSKA K., URBAŃCZYK K., 2002. *Zarys otworowego ługownictwa solnego*. Kraków, 2002.
- HANSEN R.E., 2012. Course material to INF-GEO4310, University of Oslo, September 26, 2012.



# Ślady po kryształach halitu w dolomitach dewońskich w kamieniołomie Zachełmie

## *Casts of halite crystals in the Devonian dolomites of the Zachełmie Quarry*

Joanna JAWORSKA

Instytut Geologii UAM, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, e-mail: veronika@amu.edu.pl

### ABSTRAKT

Nieczynny kamieniołom w Zachełmiu jest znany z racji odkrycia i opisu śladów najstarszego lądowego kręgowca – tetrapoda. W tym samym kamieniołomie znaleziono dobrze zachowane 3 ślady po pojedynczych kryształach halitu (na 2 próbkach skał). Wielkość śladów po tych kryształach wynosi od 1 do ok. 2,5-3 cm. Przymuszczalnie jeden ślad zostawił kryształ sześcienny, a 2 ślady powstały po kryształach typu *hopper*. Kilkakrotnie szczegółowo przebadane i opisane utwory dolomitowe z tego miejsca wskazują, że środowiskiem ich depozycji była płytką, rozległą laguna odsłaniająca kilkakrotnie dno i okresowo sprzyjająca sedymentacji ewaporatów. W niniejszym artykule autorka rozważa możliwość miejsca oraz czasu krystalizacji halitów, tzn. czy te kryształy wytrąciły się z roztworu w zbiorniku, czy też nieco później, już w obrębie osadu węglanowego, na skutek penetracji sedymentu przez solanki. Oba „miejsca” i czas precypitacji halitu wydają się równie prawdopodobne.

**Słowa kluczowe:** halit, ślady, dolomity, dewon, Zachełmie

### ABSTRACT

The abandoned Zachełmie Quarry has been known for the discovery and descriptions of the trackways of a tetrapod, the oldest land vertebrate animal. Three well-preserved casts of single halite crystals were found on two salt samples collected from the same site. The sizes of the halite traces range from 1 to ca. 2.5-3 cm. Most certainly, they are two casts of *hopper* and one of cube form crystals. The local dolomite formations, studied and described several times in detail, indicate that a shallow and vast lagoon that had uncovered the sea

bottom several times and periodically allowed for the sedimentation of evaporites was the sedimentation environment. In this paper, the author considers possible place and time of halite crystallisation, i.e. whether the crystals were precipitated from the basin's solution or somewhat later, as a result of brine penetration through the carbonate sediment. Either halite "location" and precipitation time seem to be equally probable.

**Key words:** halite, casts, dolomites, Devonian, Zachełmie

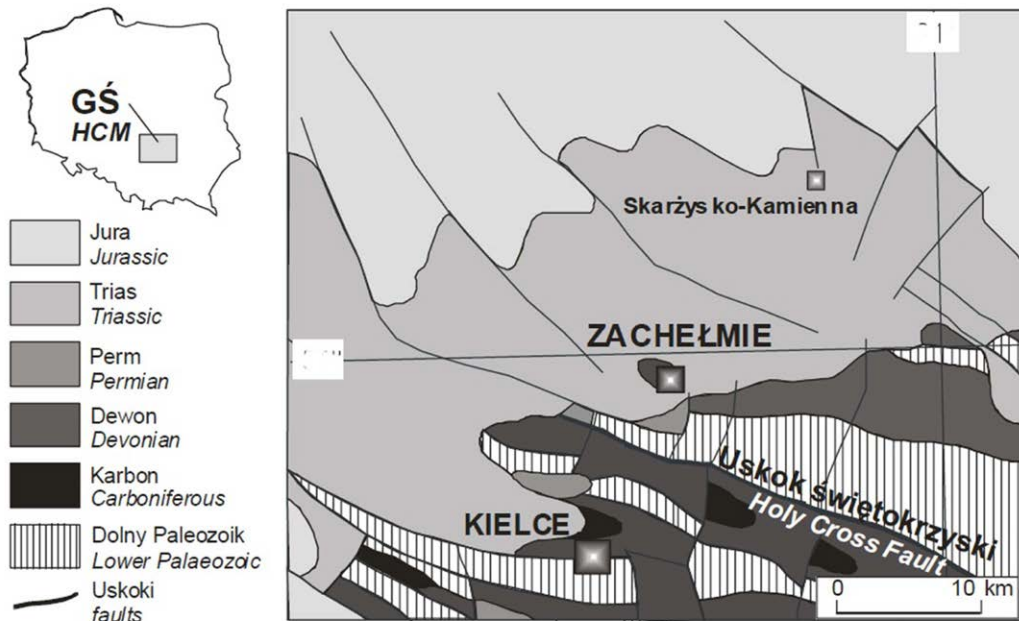
### INTRODUCTION

Three casts of features representing regular shapes were found at the surface of two small dolomite rock samples (8x9 cm and 10x11 cm each) collected from the abandoned Zachełmie Quarry, located at the feet of the Chelmowa or Chelm Hill, in May 2014. The rock samples were found in the debris at the feet of the outcrop in the western section of the quarry. We should emphasize that the samples were not cut out directly from the outcrop wall. Nevertheless, the details of the samples clearly indicated that they had originated from that location. The regular shape of the traces proved non-organic origin and constituted rather the remains of the objects that had originally had the form of cubes or similar. The minerals that crystallise in a regular system (cubic class crystals) occur in nature. The most common of them are halite, pyrite, and fluorite.

### STUDY AREA LOCATION AND GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Zachełmie Quarry is located ca. 12 km north of Kielce, in the north-western part of the Holy Cross Mountains (Fig. 1). Devonian rocks that crop out at this at this place,





**Fig. 1.** Location of the Zachełmie Quarry on the background of fragment of geological map of Poland (after Dadlez et al., 2000; simplified)  
HCM – Holy Cross Mountains

**Ryc. 1.** Położenie kamieniołomu w Zachełmiu na tle fragmentu mapy geologicznej Polski (Dadlez i in., 2000; uproszczone)  
GŚ – Góry Świętokrzyskie

make up a Variscan structural unit that is partly overlain by the Buntsandstein sandstone formation (Alpine structural unit). The southern wall of the quarry is built of dolomites assigned to the Wojciechowice Formation. The thickness of dolomites is estimated at ca. 100 m. The beds dip at the angle of 35-45 degrees in the N-NE direction (Fig. 2). The age of those rocks was estimated on the basis of the conodont fauna (*Costatus* level) at Middle Eifelian (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010). During the Middle and Late Devonian, the area lay on the southern or south-eastern rim of the so-called Old Red Continent constituting part of Laurussia (Euamerica; Narkiewicz et al., 1998; Belka, Narkiewicz, 2008), including Baltica. That continent bordered a wide shelf of a Devonian basin in the south, where sedimentation, from that characteristic for the

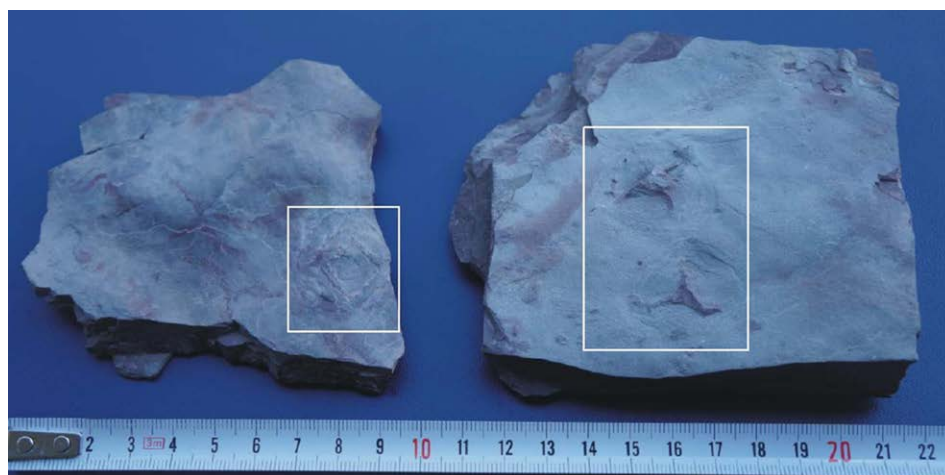
open marine environment up to shallow-water sedimentation, developed locally, with a carbonate, or carbonate-terrigenous platform or evaporites (Narkiewicz et al., 2011; Narkiewicz, Retallack, 2014).

The Devonian rocks occurring in the Zachełmie Quarry are generally described as dolomites. In fact, they were shaped as bedded pelitic (micritic) dolomites, dolomitic mudstones, marly dolomites, and dolomitic marls and shales containing changeable admixtures of silt that strengthen slight but well-visible parallel lamination (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; Narkiewicz, Retallack, 2014; Niedźwiedzki et al., 2014; Narkiewicz et al., 2015) and foster rock cracking into small plates, with the development of shale separation.



**Fig. 2.** Western part of the Zachełmie Quarry

**Ryc. 2.** Zachodnia część kamieniołomu w Zachełmiu



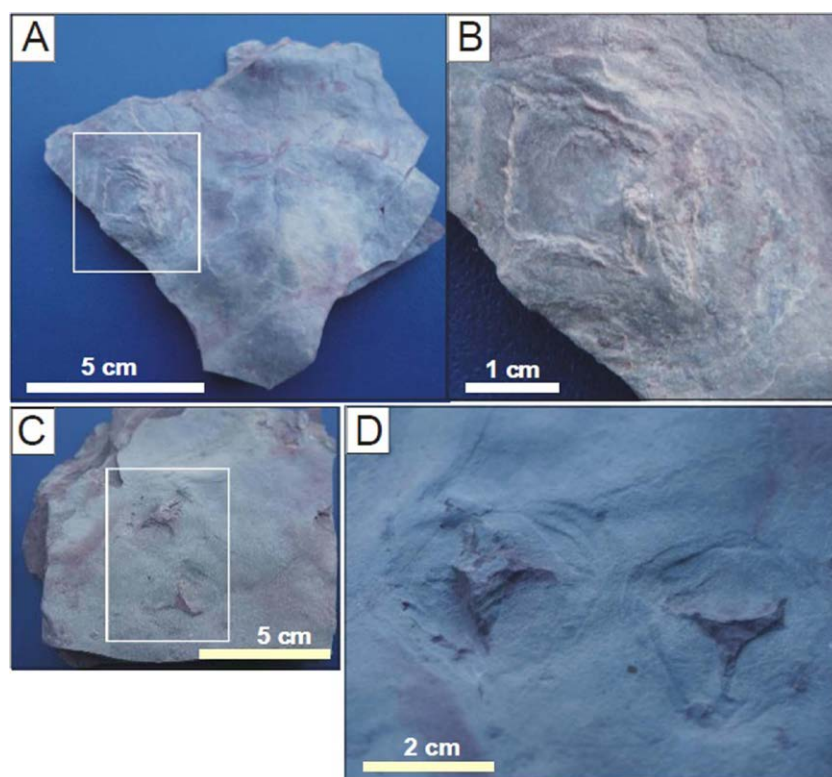
**Fig. 3.** Two fragments of rocks with halite casts

**Ryc. 3.** Próbk 2 skał ze śladami po halicie

#### SEDIMENTATION FORMATION AND ENVIRONMENT

The environment in which the rocks originated was that of a vast, flat, and shallow-water carbonate platform (Skompski, Szulczewski 1994), or a vast and shallow lagoon, with a record of temporary sea bottom surfacing, as proven by excellently preserved polygonal mud-cracks on bedding planes, rain drop traces or paleosols levels, as well as the tetrapod trackways that made the quarry famous (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; Niedźwiedzki et al., 2010; Narkiewicz, Retallack, 2014; Niedźwiedzki et al., 2014; Narkiewicz et al., 2015). Besides, the basin presented adequate salinity, at least periodically, for the evaporite sedimentation to develop within some

levels. In the lower complex of the Wojciechowice Formation, trace of vanished evaporates – casts of anhydrite – occur, in the form of millimetre-large crystals and nodules, with the diameter of up to 2 cm. Presently, anhydrite has been replaced by quartz and dolomite (Narkiewicz, Retallack, 2014; Narkiewicz et al., 2015). The ancient subtropical climate, the existence of a very shallow and isolated basin periodically showing the sea bottom and increased water salinity enabled fast dolomitisation of the deposited carbonate mud that has built present-day dolomites as syndepositional or eogenetic dolomites (Narkiewicz et al., 2015). That is also confirmed by oxygen and carbon isotope analyses applied to those dolomites, indicating the marine source of dolomitizing fluids.



**Fig. 4.** Halite casts: one on Sample 1 (A, B) and two on Sample 2 (C, D)

**Ryc. 4.** Ślady po halicie: pojedynczy na próbce 1 (A, B) i podwójny na próbce 2 (C, D)

Besides, the oxygen isotopic data of dolomite corresponds to  $\delta^{18}\text{O}$  values of the Middle Devonian sea water (Narkiewicz, Retallack, 2014; Narkiewicz et al., 2015).

Besides, the compacted casts of cubical halite crystals have been preserved in dolomitic marly shales, as mentioned by Narkiewicz and Retallack (2014) and Narkiewicz et al. (2015). Such casts were found in the eastern part of the Zachelmie Quarry, within layer EM 38, according to Narkiewicz et al. (2015). The author of this paper found herself two samples (Fig. 3) of rocks with three casts in the western section of the quarry, to be described below, when she studied the issue of the presence of sodium chloride crystals in those formations.

### RESEARCH MATERIAL

Sample 1 (Fig. 4 A,B) preserves a casts like a square, with the side length of about 1 cm, surrounded by additional two rows of rolls, up to 1 mm high (poorly formed in some locations), constituting a type of a “halo” around the casts. Such additional lining around a square form, 2-3 mm thick, causes that the whole casts as the size of about 2.5 x 3 cm. The second rock sample (Fig. 4 C,D) shows two clear square casts, with the side length of ca. 1.5 cm and ca. 2 cm each. However, they are slightly different that the previously described specimen. The regular casts of the second rock sample miss such a clear, raised, and supplementary lining in the form of rolls. Still, one can see a subtle profile of lining surrounding the casts when magnified to 2.5 x 2.5 cm and 3 x 3 cm, respectively. Besides, in the central parts of both casts, presenting slight culminations, there are additional elements, in the form of 2-3 distinct arms running from the casts centres to the square angles. The arms are 0.5-0.7 mm long. Each trace may have originally possessed

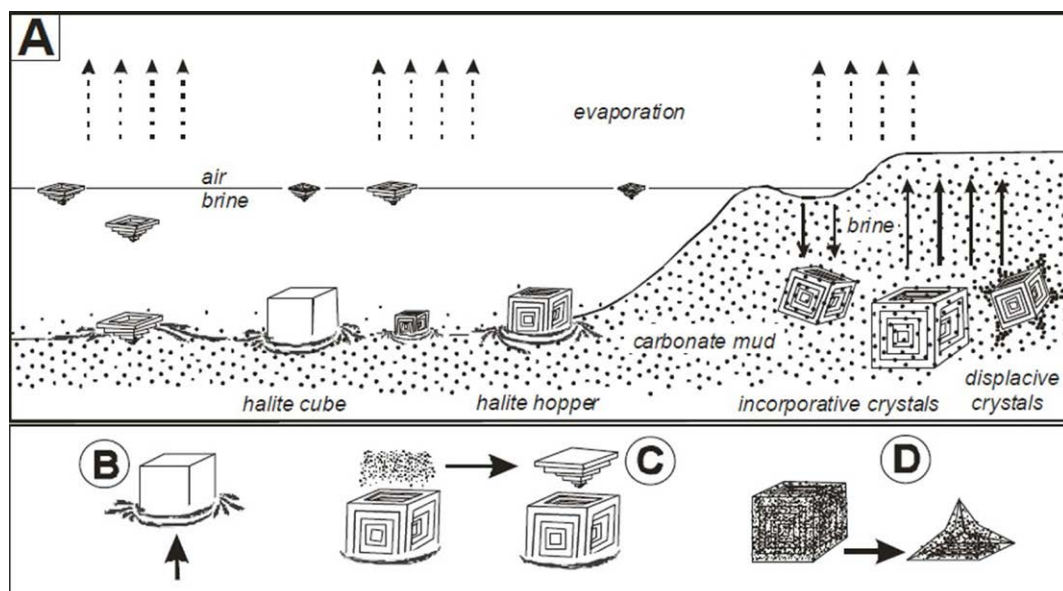
four arms like that, although they have not been preserved until today completely. We can observe additionally that, in each of the three casts, the walls of regular objects lie equally flat, in parallel to the dolomitic marly shale surface.

### INTERPRETATION

The casts preserved on the surface of the above described rock samples were probably created as a result of crystallisation followed by dissolution of halite crystals. The appearance of Sample 1 indicates that the crystal had the form of a typical cube, while that of Sample 2 may suggest that the casts were impressed by hopper cube crystals whose faces had the forms of depressed stepped pyramids (hoppers). That shape was a result of the faster growth of the crystal on the edges and corners than in the central sections of the faces (Goldsztub, Kern, 1953; Gornitz, Schreiber, 1981; Handford, 1991).

The key issues concern the origin of those crystals and the time of the beginning of crystallisation (Fig. 5 A). When considering those aspects, one should notice that, in a classical approach, chlorides crystallise at the end of the evaporation cycle, preceded by sulphate sedimentation. The presence of sulphates in the dolomites of Zachelmie were mentioned here before. In fact, Narkiewicz and Retallack (2014) described only the pseudomorphs anhydrite, in the form of millimetre-large crystals and small nodules. However, the sizes of the casts left by halite described here indicate that the crystals were at least 2-3 cm large and they were preserved only as single mineral specimens. There are two possibilities to explain the presence of those single halite crystals found in carbonate formations:

1. The crystals were formed close to water surface where the top water layer (at the air-brine interface) could reach the



**Fig. 5.** Origin of halite casts (adapted from: Arthurton, 1973; Gornitz, Schreiber, 1969; Handford, 1991 and modified by author)  
**Ryc. 5.** Geneza śladów po haliocie (za Arthurton, 1973; Gornitz, Schreiber, 1969; Handford, 1991, zmienione przez autorkę)



concentration allowing for halite precipitation, owing to intense evaporation, as a four-sided, inverted pyramidal hopper / cornet-shaped crystals (halite raft). Sometimes such crystals sink later to the basin's bottom (Fig. 5 C), and continuing to grow on the sea floor (Arthurton, 1973; Gornitz, Schreiber, 1981; Southgate, 1982; Lowenstein, Hardie, 1985; Handford, 1991; Warren, 2016). Otherwise, crystallisation was taking place at the brine pool floor gradually from the beginning, around a crystallisation nucleus (Handford, 1991).

2. The crystals were formed only in the sediment (since they are somewhat younger than the sediment in which they are found), as displacive/incorporative halite hoppers (Fig. 5 A) either as a result of their relocation to the sea bottom, diffusion of dense and warm brine deep into the sediment, or as a result of the ascend of solution to the surface (evaporative pumping mechanism; Hsü, Siegenthaler, 1969) when the sea floor was uncovered and exposed to intense evaporation. During that ascend or descend of brine through the sediment (depending on circumstances, i.e. the fact whether the sea bottom was uncovered or covered by a layer of water, respectively), brine was gradually getting oversaturated, resulting in crystallisation and gradual growth of halite crystals (Gornitz, Schreiber, 1981; Lowenstein, 1982; Lowenstein, Hardie, 1985; Handford, 1991; Warren, 2016). Halite crystallising in the sediment has the form of hopper crystals that incorporate the surrounding material in which they grow. That happens during fast crystallisation of incorporative crystals. In the case of slow precipitation, sediment is subjected to disturbance and relocation: it is pushed away by a gradually growing mineral becoming a displacive crystal. The crystals growing in that way are free of a large quantity of impurities (Gornitz, Schreiber, 1981; Handford, 1981; Southgate, 1982; Handford, 1991).

Present-day halites crystallising within sediments (displacive crystals) were described in detail by Gornitz and Schreiber (1981). Those crystals originated from the area of the Dead Sea. They are usually found at the depth of 0.6-2.0 m below the sediment surface, and their edges reach the length of even 10 cm. Well preserved fossil casts of such structures occur in Devonian (Frasnian; Rychliński et al., 2014), Silurian (Demico, Hardie, 1994), Cambrian (Raine, Smith, 2017), and even Archaean (2.58 Ga; Eriksson et al., 2005) formations.

In the case of the sodium chloride crystals of Zachelmie, it is difficult to specify clearly the course of the mineral precipitation process, running either (1) in the solution (brine) in the basin, or (2) in the sediment. Both halite precipitation places seem to be probable and they fit well the image of the Wojciechowice Formation carbonate sedimentation of Zachelmie, presented by the authors mentioned above. Although we can point rather at the first option in the case of the single halite casts on Sample 1, impressed by a ca. 1 cm large

crystal which lied and grew on the floor of a basin (Fig. 5 B). The issue remains open in the case of Sample 2. The latter casts have 3D forms, with as lightly convex central section from which elements reminding arms spread, which can suggest that the casts constitute either:

- (a) the negative moulds and casts impressed with "concave" – depressed stepped pyramids face of the hopper halite crystals that had been finally formed on the sea floor and became covered with carbonate deposits with time (Fig. 5 C) or
- (b) two poorly preserved fragments of casts hopper halite crystals which grew fast in the sediment and enclosed some surrounding sediments during the process (Fig. 5 D).

However, the fact that both casts were impressed by the crystals which were lying similarly flat and in parallel to the dolomitic marly shale surface is striking, although one can expect various arrangements of the crystals growing in sediments, not necessarily on the sediment surface.

## RESULTS AND CONCLUSIONS

1. The three casts preserved on two samples of dolomite rocks found in the Zachelmie Quarry, described in this paper, originated from halite crystal growths.
2. The crystal's side edges ranged from 1 to ca. 2.5-3 cm.
3. Most probably, two of those traces were impressed by hopper crystals.
4. Halite crystals occurring in the Zachelmie dolomites could have developed either (a) as a result of NaCl crystallisation in the surface water (air-brain) of a shallow basin and they later fell down to the sea bottom or otherwise crystallised at the shallow basin's sea floor from the beginning, or (b) they developed after carbonate sediment deposition, as a result of vertical travel of solutions whose concentration increased enough for the salt precipitation process to start and that is when the crystallising halite partly caught and trapped the material from the environment of the sediment in which it grew.

## LITERATURA / REFERENCES

- ARTHUTON R.S., 1973. Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. *Sedimentology* 20 (1): 145–160.
- BELKA Z., NARKIEWICZ M., 2008. Devonian. In: *The geology of central Europe*, T. McCann (ed.). Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic: 383–410. Geological Society, London.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., 2000. *Geological Map of Poland without Cainozoic Deposits*. Polish Geological Institute, Warszawa.
- DEMICO, R.V., HARDIE L.A., 1994. Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma.
- ERIKSSON K.A., SIMPSON E.L., MASTER S., HENRY G., 2005. Neoproterozoic (c. 2.58 Ga) halite casts: implications for palaeoceanic chemistry. *Journal of the Geological Society* 162: 789–799.

- GOLDSZTAUB S., KERN R., 1953. Étude de la concentration de la solution autour d'un cristal en voie de croissance. *Acta Crystallographica* 6 (11-12): 842–845.
- GORNITZ V.M., B.C. SCHREIBER, 1981. Displacive halite hoppers from the Dead Sea: Some implications for ancient evaporative deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 51 (3): 787-794.
- HANDFORD C.R., 1981. A process-sedimentary framework for characterizing. Recent and ancient sabkhas. *Sedimentary Geology* 30: 255–265.
- HANDFORD C.R., 1991. Marginal marine halite: sabkhas and salinas. In: Melvin J.L. (ed.) *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources: Developments in Sedimentology* 50, 1–66.
- HSŮ K.J., SIEGENTHALER C., 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology* 12: 11-25.
- LOWENSTEIN T.K., 1982. Primary features in a potash evaporite deposit: the Permian Salado Formation of West Texas and New Mexico In: Handford, C.R., Loucks, R.G., and Davies, G.R. (eds.), *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites- A Core Workshop, SEPM Core Workshop No. 3, Calgary, Alberta, Canada*, 276-304.
- LOWENSTEIN T.K., HARDIE L.A., 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporates. *Sedimentology* 32: 627–644.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 2010., Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. area (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 255: 287-300.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011. Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 196: 289-318 (in Polish, with English abstr.).
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H., MIŁACZEWSKI L., 1998. Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 165: 31–462 (in Polish, with English abstr.).
- NARKIEWICZ M., RETALLACK G.J., 2014. Dolomitic paleosols in the lagoonal tetrapod track-bearing succession of the Holy Cross Mountains (Middle Devonian, Poland). *Sedimentary Geology* 29: 74-87.
- NARKIEWICZ M., GRABOWSKI J., NARKIEWICZ K., NIEDŹWIEDZKI G., RETALLACK G.J., SZREK P., DE VLEESCHOUWER D., 2015. Palaeoenvironments of the Eifelian dolomites with earliest tetrapod trackways (Holy Cross Mountains, Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 420: 173-192.
- NIEDŹWIEDZKI G, NARKIEWICZ M., SZREK P., 2014. Middle Devonian invertebrate fossils from the marginal marine carbonates of the Zachełmie tetrapod tracksite, Holy Cross Mountains, Poland. *Bulletin of Geosciences* 89 (3): 593-606.
- NIEDŹWIEDZKI G, SZREK P., NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., AHLBERG P.E., 2010. Tetrapod trackways from the early Middle Devonian period of Poland. *Nature* 463: 43-48.
- RAINE R.J., SMITH M.P., 2017. Sabkha facies and the preservation of a falling-stage systems tract at the SaukII-III supersequence boundary in the Late Cambrian Eilean Dubh Formation, NW Scotland. *Journal of Sedimentary Research* 87: 41–65.
- RYCHLIŃSKI T., JAGLARZ P., UCHMAN A., VAINORIUS J., 2014. Unusually well preserved casts of halite crystals: A case from the Upper Frasnian of northern Lithuania. *Sedimentary Geology* 308: 44–52.
- SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M., 1994. Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part Holy Cross Mountains (Central Poland). *Facies* 30: 247-266.
- SOUTHGATE P., 1982. Cambrian skeletal halite crystals and experimental analogues. *Sedimentology* 29 (3): 391–407.
- WARREN J.K., 2016. *Evaporites – A Geological Compendium*. Springer.



# Geochemical analysis and petrochemical features of salt rocks from Middle and Upper Famennian saliferous formation of the Prypiat Trough

## *Analiza geochemiczna i cechy petrochemiczne skał solnych środkowo- i górnofameńskiej formacji solonośnej w Zapadlisku Prypeci*

Natalia S. PETROVA, Natalia Y. DENISOVA

The State Enterprise “SPC Geology” Belarus, Minsk, Kuprevich str., 7

### ABSTRACT

The specific feature of the Prypiat Trough (paleorift) is presence of the continental crust in the basin basis. Intensity and direction of the processes in the Earth's crust led to creation of the depression structure. In this structure (basin), the salt formation with potassium salts sedimented during Middle-Upper Famennian. Sedimentary rocks of the trough salt formations are represented by the difficult combination of chemogenic-terigenous and salt rocks in the cross-section. Geochemical and structural-material features of the potash-bearing subformation salt rocks are considered in the article.

**Key words:** Prypiat paleorift, halite, sylvine, carnallite, bromine

### STRESZCZENIE

Specyficzną cechą Bruzdy Prypeci (paleorifu) jest obecność skorupy ziemskiej w podłożu basenu. Intensywność i kierunek procesów w skorupie ziemskiej doprowadziły do powstania struktury depresyjnej, w której sedymentowały osady. W strukturze (basenie) formacja solonośna z solami potasowymi sedymentowała w środkowym i górnym Fameennie. Skały osadowe reprezentowane są przez skomplikowaną serię ewaporatową. Cechy strukturalne i geochemiczne potasowej subformacji zostały opisane w tym artykule.

**Słowa kluczowe:** paleoryft Prypeci, halit, sylwin, karnalit, brom

### INTRODUCTION

Sedimentary rocks infilling the Prypiat potassium-bearing basin build a complicated natural system that during its development experienced the influence of a wide variety of processes. The Mid-Upper Famennian chloride saliferous formation (Figure) is composed of two subformations different in their properties: the halite (lower) and the potassium-bearing (upper) ones (Kaliynyne, 1984). Structure and evolution features of the potassium-bearing subformation suggest that its formation mechanisms contributed to the potassium scattering and were responsible for a specific distribution of potassium-bearing deposits in the section: the sites of potassium salt accumulation migrated in accordance with the structure modification. The potassium ore genesis during the Middle-Upper Famennian epoch is considered as a product of combined processes forming the red-colored and variegated hyper-saline associations in potassium deposits.

### MATERIALS AND METHODS

Results of studies of the material composition and structural and textural features of saline rocks and of potassium deposits were summarized, systematized and examined with the identification of effects of postsedimentation processes.

The degree, nature and structure of the rock variability in the context of their geochemical analysis depend on the scrutiny and degree of generalization of the geological and mining parameters. The following different hierarchy levels have been consecutively considered: mineral → mineral aggregate → exploration borehole network → geological block



**Table 1.** Average chemical composition of the rock salt from the Middle-Upper-Famennian saliferous formation of the Pripyat potassium-bearing basin

**Tabela 1.** Średni skład chemiczny soli kamiennej z środkowo o górnofameńskiej formacji potasonośnego basenu Prypeci.

Rock salt	Number of Samples	Component Content, mass %							R <sub>Br</sub>
		KCl	NaCl	MgCl <sub>2</sub>	CaCl <sub>2</sub>	CaSO <sub>4</sub>	Br	IR (Insoluble residue)	
Rock salt (halite subformation)	300	0.03	98.72	0.02	0.05	0.66	0.0063	0.38	42
Rock salt (potassium-bearing subformation)	500	0.23	94.78	0.04	0.05	0.51	0.0194	3.72	72
Coarse-crystalline sedimentary rock salt (potassium-bearing subformation)	12	0.03	99.35	0.05	0.04	0.12	0.0172	0.16	64
Giant crystalline rock salt (potassium-bearing subformation)	12	0.02	99.76	0.04	0.04	0.02	0.0233	0.06	86
Blue halite	10	0.55	97.80	0.19	0.01	0.77	0.0270	0.06	100
Red sylvinites micro-fine-grained	41	83.25	12.40	0.10	0.07	0.75	0.0383	3.35	32
Red sylvinites fine-mid-grained	52	77.27	21.23	0.09	0.08	0.46	0.0775	0,81	68
White sylvinites red colored hypersalt associations	11	92.18	7.40	0.08	0.06	0.11	0.2377	0.17	182
Milky-white sylvinites variegated hypersalt associations	9	82.81	16.94	0.13	0.01	0.09	0.3071	0.02	260
Carnallite	23	27.18	1.58	32.87	0.15	0.15	0.2930	0.64	143

→ deposit → subformation → formation. The study of each level variability has its peculiar features. In accordance with the model type used to simulate such variability the methods for its analyzing are conventionally subdivided into two groups: the geological and the mathematical ones.

There is a model used to discuss the bromine distribution among the chloride minerals. This model is based on the changeless of sea water composition and knowledge of bromine distribution coefficients between the chloride minerals and the liquid phase. This model is fully applicable for a restricted area of the sea water evaporation only. The bromine behavior was described quite fully in a wide variety of potassium accumulation processes. Bromine relationships should be considered in a context of geological and petrographical factors, affected a rock. Thus, according to the metamorphization theory, bromine content is not changed due to the hydrocarbonate water or clay material, but any inflow of chloride-calcium waters causes changes in the bromine-chlorine equilibrium of water-salt system.

When constructing the model the authors used, first of all, the geochemical indicators of potassium salt genesis and the theory of physical and chemical analysis of salt systems. A new principle to estimate the formation staging with the genetic plot developed by authors was the assumed possible jointed primary crystallization of sylvite and carnallite (Petrova, 1999).

The bromine distribution in salt minerals and rocks as well as the trace element distribution in chemogenic-terrigenous

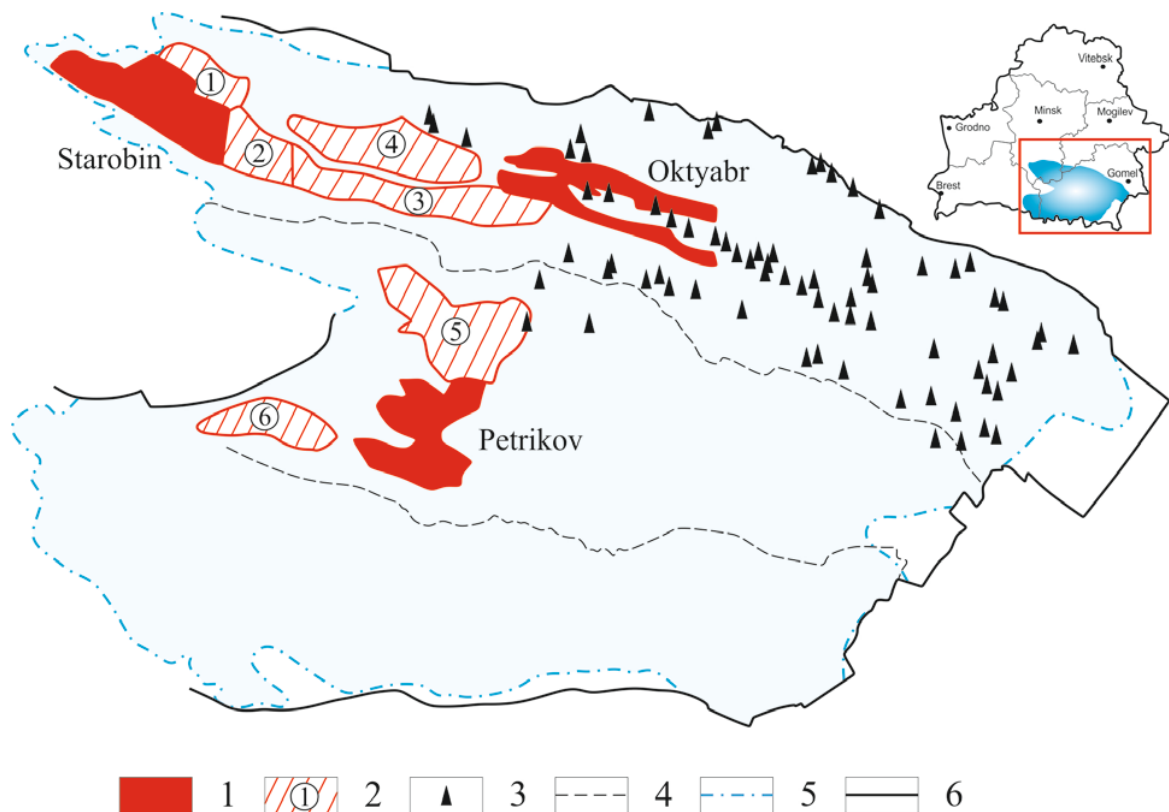
rocks of the Middle-Upper Famennian saliferous formation both in the section and over the whole area of the Pripyat Trough are examined. To assess the nature of bromine content variation in salt rocks of different composition the bromine formula/index was used  $R_{Br} = \frac{Br_{fact}}{Br_{norm}}$ , which is the ratio of actual bromine content in a rock ( $Br_{fact}$ ) and the specific characteristic level – the bromine content at the lower boundary of carnallite crystallization zone ( $Br_{norm}$  – *op. cit.*).

The mathematical methods of data processing enabled to develop the principles of geological and genetic models. These models combined the use of geochemical indicators of salt rock genesis with various structural and textural features, the morphostructural characteristics of the ore bodies (potash deposits) and estimation of the distribution patterns of useful mineral components and impurities.

## DISCUSSION RESULTS

The bromine study in the salt minerals allows consideration of this element distribution in chloride minerals from different rock types. Bromine content of halite and sylvine is usually lower than that of corresponding stage of the normal or metamorphized sea water thickening (Lupinovich et al. 1976).

The rock salt of the halite subformation is monomineral (98.70%). CaCl<sub>2</sub>, CaSO<sub>4</sub> and unsoluble residue characterize with the greatest variability. The calcium chloride is not determined in most samples. The average bromine content of rock salt is 0.0063%. Magnesium chloride and bromine have



**Figure 1.** Schematic location of the oil and potassium salt deposits

1 – potassium salt deposits; 2 – potassium salt prospects (1 – Darasino, 2 – Nezhin, 3 – Smolovka, 4 – Ljuban, 5 – Drozdovo, 6 – Kopatkevichi, 7 – Zhitkovichi); 3 – oil deposits; boundaries of: 4 – structural areas, 5 – widespread occurrence of saliferous deposits; 6 – superregional trough-forming faults

**Ryc. 1.** Schematyczna lokalizacja złóż ropy naftowej i potasu

1 – złoża soli potasowych, 2 – perspektywiczne złoża potasu (1 – Darasino, 2 – Nezhin, 3 – Smolovka, 4 – Ljuban, 5 – Drozdovo, 6 – Kopatkevichi, 7 – Zhitkovichi), 3 – złoża ropy naftowej; granice: 4 – jednostek strukturalnych, 5 – występowania złóż solonośnych, 6 – regionalnych uskokuw

the similar variation coefficients (84.5% and 87.9%, respectively). The model of evaporating sea water suggests that the first halite crystals (the precipitation beginning) should contain 0.0075% bromine (Kaliynyne, 1984).

The bromine amounts in halite of the potassium subformation (variation range from 0.011% to 0.021%) enabled the determination of its variation range in the sections of the rhythmic members and of the levels corresponding to the maximum salt water (brine) concentration in the Pripyat salt basin. The similarity of bromine content in the section of rhythmic members of potassium-bearing subformation from the in the northern and central parts of Pripyat trough suggest large brine reserves, as well as the similar type and nature of conditions existed there for a long time and created brines of specific composition. Increased amounts of this element were confined to rock salt beds underlying the potash horizons. The monomineral fractions of the zonal halite (a primary variety) and spathic halite (a diagenetic variety) isolated from the same rock salt sample showed that the bromine content in an altered mineral is 1.2-1.5 times higher. The maximum bromine content was determined in a blue halite (Table).

Sylvinites of the Mid-Upper Famennian subformation were described by significant variation ranges of the indicative element concentrations and deviations of their contents from the normal ones (ex. from 0.0385 to 0.4121% for bromine). This element content depends on structural and textural features of sylvinites and their color, which is again indicative for bromine distribution controlled by the crystallization processes. There was observed a distinct tendency of bromine content increase from the dark-colored to light-colored mineral varieties and from the fine-grained to coarse-grained mineral varieties ( $R_{Br}$  grows from 50 to 90). The maximum content was registered in white sylvinites, especially, being combined with the blue halite ( $R_{Br} = 277$ ). They typically occur in potassium deposits of the variegated hyper-saline association, as well as in some sections of the red-colored association ( $R_{Br} = 146$ ). Bromine content in sylvinite of this variegated variety is often equal to that of carnallite. Bromine content in the red-colored sylvinite varies widely but usually it is below its normal level. The bromine index for sylvine there is usually smaller than in coexistent halite. In the colorless sylvinites the reversed correlation

is observed: the bromine index in sylvine is usually higher than in halite (Petrova et al., 1985).

An increase of magnesium chloride in the solution reduces solubility of the potassium chloride – the sylvite sediments. The sylvinite formation could be a decomposition product of the primary carnallite or sylvine deposits. The appearance of calcium chloride instead of  $MgCl_2$  in the solution will further decrease the halite solubility and slightly increase that of potassium chloride. Such brines will be able to release the carnallite. Due to dissolution of carnallite and sylvite-carnallite rocks, the leaching brines often are not associated with the material redeposition *in situ*. These brines can be transported and mixed with the normal basin waters.

A low bromine content of micro- and fine-grained red sylvinites as well as presence of primary sedimentary structures indicated the brine composition change at the sedimentation stage: a widespread effect of the redeposition-dissolution processes. The more rocks are dissolved, the more solution is saturated with the potassium chloride, then bromine content in sylvine sharply decreases and the bromine index value is 40–50.

Three groups of mineralogical and petrographic features identified with a certain degree of conventionality are indicative for development of postsedimentary processes. Dissolution and recrystallization processes, accompanied by the lightening, bleaching, grain growth, formation of fluidal structures and textures are the most important among them. The fluidal textures and other phenomena refer to those lithological deformation features that occur in any salt rock (rock salt, sylvinite, carnallite) regardless the depth of their occurrence and show a local areal extent.

Absolute values of bromine content in all studied carnallite samples are within the normal values, and  $R_{br}$  ranges from 110 to 190.

## CONCLUSION

Several thousand chemical analyses of Mid-Upper Famennian evaporites in the Pripyat through evidenced that:

- the bromine content in halite is mainly characteristic for the thickening stage;
- the bromine content in carnallite shows the similar values in all potash deposits and it is comparable with world salt formations, in spite of factors diversity that influenced on formation of saliferous strata, the power and duration of such influence, and the absence of completely analogous types of geological minable deposits. After authors' opinion, this, on the one hand, evidently suggests an obvious carnallite priority and on the other hand, can serve as an indisputable argument for the stability of sea water composition in the Phanerozoic;

- the bromine content of the sylvine varies considerably depending on its formation conditions: from the predominantly syndepositional accumulation in the salt basin itself at slightly different stages of the pegmatitic process (with a subsequent influence of postsedimentary agents or factors) to the penetration of waters from the enclosing rocks into salt strata, which were aggressive to sylvinite and other potassium salts. In addition, if at the halite precipitation stage the temperature fluctuations do not affect the mineral formation, then at the potassium stage the temperature regime can be a determining factor. The normal and nearly theoretical bromine content in the sylvine is combined with the continued tendency of this element variations depending on its color intensity and a grain size.

There are various concepts of possible conditions of the potash deposits formation and their further geological evolution in the Pripyat potassium-bearing basin, which concern not only the details, but also the fundamental nature of salt mother brine origin.

The formation models of red-colored and variegated hyper-saline associations are examined on the basis of their structural-material parameters and prevailing spatial development. The basic principles of developed models are as follow: 1) structural and material priority; 2) ascendant and descendant mechanisms of the element recurrence in the sedimentary cycle; 3) separation of the solid and liquid phases; 4) interrelation between the chemical composition of all non-salt rock complexes indicating the existence of integration mechanisms of deposit formation within the basin.

It was shown that the appearance of the deposits of red-colored hyper-saline association was described by the recurrence and clear differentiation of the section-forming elements within the horizon, the presence of banded sylvinites. Their formation was significantly influenced by processes of primary sylvine crystallization from the descendant solutions.

The retrospective conceptual geological-genetic model of the formation of variegated hyper-saline association is based on the reassessment of the importance of sedimentary processes and mechanisms and post-sedimentary transformations of potassium and potassium-magnesium rocks. To explain the genesis and formation conditions of potassium-bearing halogenic systems, a model based on the simultaneous sylvine and carnallite precipitation was proposed. It was assumed that deposits of sylvine-carnallite composition were initially accumulated at the level of physical-chemical system transition. Then process of incongruent carnallite decomposition under the influence of solutions with different composition and salinity and change in the boundaries of solid phase fields with temperature fluctuations led the light-colored (milky-white) sylvinite formation.



REFERENCES

- AYSBERG R. Ye., STARCHIK T. A., 2013. Sinriftovaya geodinamika Pripyatskogo progiba. *Belaruskaya navuka*: 146. Minsk.
- KALIYNYYE SOLI PRIPYATSKOGO PROGIBA, 1984. *Nauka i tekhnika*: 182. Minsk,
- LUPINOVICH YU. I., KISLIK V. Z., PETROVA N. S., 1976. O raspredelenii broma v kaliynykh solyakh Belorussii // Brom v solyanykh otlozheniyakh i rassolakh. MGU: 141–155. Moskva.
- PETROVA N. S., SEDUN E. V., LYAKHOVICH O. K., 1985. Spetsificheskiye osobennosti kaliyenosnykh zon Pripyatskogo progiba // Litologo-fatsial'nyye i geokhimicheskiye problemy solenakopleniya. *Nauka*: 185-194. Moskva.
- PETROVA N. S., 1999. Rol' geokhimicheskikh issledovaniy pri prognozirovanii, razvedke i ekspluatatsii mestorozhdeniy kaliynykh soley. *Prirodnyye resursy*, 4: 99–110.



# Underground Disposal of Excess Brines of Potash Processing: Substantiation of Possibilities

## *Podziemne składowanie solanki z przetwórstwa potasu: studium możliwości*

Vladimir V. SAVCHENKO, Pavel G. FEOKTISTOV, Ivan V. MARACHKOUSKI

LLC «Nerud-project», Nezavisimost av. 169, office 408C, 220114, Minsk, Belarus; e-mail: vladimir.savchenko@tomsgroup.ru

### ABSTRACT

Approaches and requirements concerning geological investigation of potash deposits for substantiation of a possibility of underground disposal of excess potash processing brines are discussed. The main stages of geological investigation are defined, and a complex of studies to be carried out at the first stage is considered in details. Mathematical modelling of the injection of excess brines has been carried out. Potential intake capacity of collector-beds has been evaluated, and necessary amount of injection wells has been justified.

**Key words:** excess potash processing brines, collector-beds, hydrochemical compatibility, collector capacity parameters, environmental compatibility of a potash project.

### STRESZCZENIE

W artykule przedyskutowano możliwości podziemnego składowania solanki z przetwórstwa potasu. Zdefiniowano główne stadia poszukiwań geologicznych i złożoność rozpoznania. Przeprowadzono matematyczne modelowanie włączania solanki oraz przeanalizowano potencjalną pojemność warstw przeznaczonych do magazynowania.

**Słowa kluczowe:** solanka z przetwórstwa potasu, warstwy magazynowe, hydrochemiczna przyswajalność, pojemność magazynowa, ochrona środowiska

The issue of the disposal of significant amounts of excess brines produced during ore processing becomes very important in terms of environmental and economic concerns, while designing and operating potash mines. The annual output requiring disposal of waste brines amounts to 0.8-1.0 mln m<sup>3</sup> at

the capacity of the processing flotation plant of 2.0 mln tons of potash fertilizers per annum. Environmental safety, economic efficiency and comprehensive land use are the governing factors that should be addressed, while selecting the means of waste disposal. At present, the underground disposal of liquid industrial waste in deep strata has become a widespread practice. Those strata must possess proper natural isolation from land surface, as well as surface and ground waters that are used for industrial and drinking water supply. Such a technique of excessive brine disposal provides reliable isolation from biological chains and is considered to be environmentally safe. The alternative way of excess brine management concerns the disposal and storage of brines in various types of brine and waste dumps, storages, and evaporation ponds, which are situated on the surface, occupy significant areas, and unavoidably become the sources of negative impact on the environment of surrounding landscapes.

Investigation of deep strata with the purpose of evaluation of a project to inject excess brines includes several stages: preliminary studies, prospecting works, and industrial-experimental injection. Only positive results of the studies at that stage can be the basis of the commencement of the next stage of investigations. The commencement of full-scale industrial injection of brines is expedient after achievement of positive results at the stage of industrial-experimental injection. A set of investigations conducted at the preliminary stage of geological studies is considered in this paper (Requirements, 2003).

The set of studies intended to substantiate injection of excess brines aims at collecting the most reliable basic data necessary for making the decision on a possibility of injecting excess brines within the project area (Requirements, 2003).

Injection of excess potash processing brines into water-absorbing strata is possible only under the conditions of favorable combination of certain geological, structural-tectonic and hydrogeological factors.

The necessary conditions for possible disposal of excess brines in underground collectors include the following:

1. The occurrence, within the cross-section of the deposit, of the collector that is capable to accommodate necessary amount of brines during a certain estimated period of plant operation.
2. Hydrochemical compatibility between the natural composition of waters in the collector and the composition of brines to be injected.
3. Existence of the conditions for proper isolation of the collector layer from the active exchange zone waters within the area where alteration of natural hydrodynamic regime caused by the injection of excess brines will take place.
4. Absence of freshwater aquifers in the brine injection zone that are being used or may be used for industrial, drinking, and medicinal water supply.

5. Economic feasibility of excess brine disposal in underground aquifers.

Example of lithological and hydrogeological conditions for potential underground disposal of excess brines printed in Figure 1.

In general, geostructural features that form natural boundaries of the collector layer in plane and cross-section determine the storage capacity parameters of the collector. Confinement of the collector layer depends on tectonic, stratigraphic, and lithologic factors. Together with the borderline conditions of the collector layer, which determine the area of occurrence and thickness of geological structure designated for brine disposal, the other important characteristics of the collector include its capacity parameters, which depend on porosity, fracturing, cavernosity, karst, and other elastic properties of water-bearing rocks and enclosed waters (Grabovnikov, 1993).

In terms of petrography, terrigenous and carbonate deposits are the most suitable water-absorbing rocks for the disposal

Depth, m	Approximate thickness, m	Hydrogeological zonality	Lithological characteristics
-500	500	<b>Active water exchange zone</b>	Loam, sand, clay, silt, chalk, marl
	450	<b>Slow water exchange zone</b>	Clay, sandstone, gravel, limestone, marl
-1000	550	<b>Zone of very slow water exchange</b>	Salt, anhydrite, dolomite, productive potash stratum
		<b>Insulating layer</b>	Salt, anhydrite, dolomite, limestone, argillite
-1500	600	<b>Buffer layer</b>	Limestone, argillite, clay, sandstone, siltstone
-2000			
-2500	400	<b>Buffer layer. Potential collector layers</b>	Limestones with interlayers sandstone and dolomites
-3000	700	<b>Potential collector layers</b>	Limestones with interlayers siltstone and sandstone
-3500	>500	<b>Insulating layer</b>	Limestones, clay, rarely sandstone

Fig. 1. Example of lithological and hydrogeological conditions for potential underground disposal of excess brines

Ryc. 1 Przykład litologicznych i hydrogeologicznych warunków dla potencjalnego składowania solanki



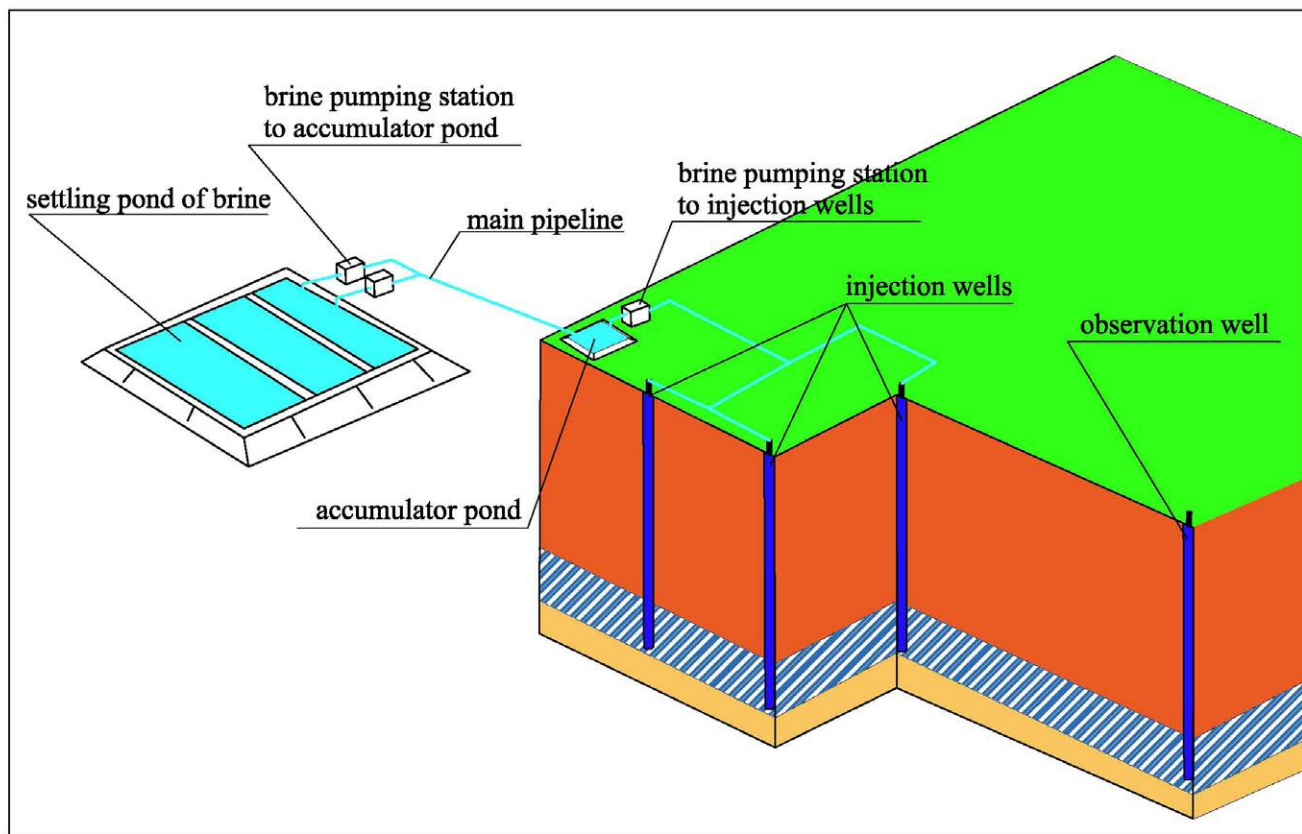


Fig. 2. Principal construction scheme of underground disposal objects excess brines

Ryc. 2. Schemat konstrukcyjny podziemnego składowiska solanki

of excess brines in sedimentary platform artesian basins. The following values are characteristic for the migration parameters of the most common rocks, forming collector layers: for sands – effective porosity 0.15-0.25, filtration coefficient  $2 \times 10^{-4}$ – $2 \times 10^{-1}$  m/day; for sandstones, limestones, and fractured dolomites – effective porosity 0.01-0.03, filtration coefficient  $4 \times 10^{-1}$  m/day; for fractured and karstic limestones and dolomites – effective porosity 0.03-0.05, and filtration coefficient up to 5 m/day (Grabovnikov, 1993; Gaev, 1981).

It is very important to take into account the influence of chemical composition of disposed brines placed in the collector in order to evaluate the layer's intake rate and the capacity properties of the collector. When assessing a possibility of underground disposal of brines, it is necessary to consider the conditions of hydrogeochemical interaction of those brines with the original brines of the collector layer. Precipitation of solid mineral forms (crystallization) from the solution may take place due to mixing of brines with high mineralization. Precipitation of mineral solids from brine affects permeability of the layer in the near-filter area of injection wells in case of the injection of brines into the porous matrix of the collector. Chemical colmatage of the collector will ultimately lead to a decrease of the porosity of the layer and of the injection wells' intake capacity.

Proper hydraulic confinement of the collector horizon from the overlying geological strata and aquifers is the necessary condition for disposal of brines in underground collectors. Deposits formed by clays, claystone, anhydrite, non-fractured clayey limestones, dolomites and marls, with gas transmission coefficient  $\leq 10^{-11}$  cm<sup>2</sup> and filtration coefficient  $\leq 10^{-4}$  m/day, possess favourable sealing (waterproof) properties (Grabovnikov, 1993; Gaev, 1981).

Pre-feasibility study of the underground disposal of potash production waste is the final stage of evaluation of the possibility of brine disposal in underground collectors. Principal construction scheme of object of underground disposal of excess brines printed in Figure 2.

The set of studies conducted at the preliminary stage for substantiation of excess brine injection, depending on particular hydrogeological conditions and the knowledge of the project area, usually includes collection and analysis of the following data of geological exploration:

- Geological characteristics of the cross-section, which allow for drawing conclusions on lithological and physical-mechanical properties of rocks;
- Information on the hydrogeological investigations of different boreholes that characterizes basic hydrogeological parameters of the target horizons;

- Results of downhole geophysical surveys;
- Data on the ground geophysical survey (seismic, gravity, electrical), based on which the conclusions on tectonic structure of the area can be drawn (Requirements, 2003).

The principal possibility of excess brine injection, as well as a possibility of environmentally-friendly, economically efficient construction and sustainable operation of an underground disposal facility is being assessed, based on the results of analysis and interpretation of these data. Depending on the geology of the area, the plan of mining operations, and land-use structure, the most suitable area will be determined for brine injection, and exploration borehole drilling for the purpose of special geological investigation of the collector strata (RD 51-31323949-48-2000).

Mathematical modelling of brine injection is carried out at the first stage of geological investigations in order to assess the intake capacity of the stratum, visualize the distribution of hydrostatic pressure, and make preliminary decisions on the necessary number of injection wells.

The experience of excess brine underground disposal has shown that it takes about 5-7 years from the setting of the task to the beginning of full-scale industrial injection. Taking into account the long period necessary for the implementation of the studies, it is reasonable to start investigations on the substantiation of brine injection feasibility into deep strata at the stage of mine construction (design). This would enable timely solving of the task of excess brine injection into deep strata, and, in turn, reducing load on waste dump facilities and increasing environmental compatibility of a potash project.

#### REFERENCES

- Requirements for geological data on substantiation of underground disposal of liquid waste, Moscow, 2003. (In Russian).
- Grabovnikov V.A., 1993. Hydrogeological investigations for substantiation of underground disposal of industrial waste. Moscow, Nedra, 1993, 355 p. (In Russian).
- Gaev A.Y., 1981. Underground disposal of sewage waters at gas industry enterprises. Leningrad, Nedra (In Russian).
- RD 51-31323949-48-2000, 2000. Hydrogeological control at sites of injection of industrial waste waters. (In Russian).



# Lithofacies analysis of CMP at northern prospect of the Petrikov potash deposit (Belarus)

## *Analiza litofacjalna warstw ilasto-marglistych północnej części złoża soli potasowych Petrikow (Białoruś)*

Dzmitry BARBIKAU<sup>1</sup>, Aliaksej KLABUK<sup>1</sup>, Dzmitry KURLOVICH<sup>2</sup>,  
Vitali KUTYRLO<sup>2</sup>, Siarhej SAUCHYK<sup>2</sup>

<sup>1</sup> JSC «Belaruskali», Belarus, 223710, Saligorsk, Karzha str. 5

<sup>2</sup> JSC «Belgorkhimprom», Belarus, 220029, Minsk, Kisialeva str. 26-a

### ABSTRACT

The results of lithofacies analysis of clay-marl package (CMP) at Northern Prospect of Petrikov potash deposit are discussed. The analysis has been undertaken to increment waterproof thickness. Lithofacies subdivision has been carried out with ArcGIS 10 software. The following three lithofacies have been defined: sulfate-carbonate-clay, sulfate-clay-carbonate, and clastic-carbonate-clay. An inclusion of gypsum-bearing sub-package of the CMP into the waterproof thickness, based on the lateral lithofacies variation of rocks, will allow pillar mining at the areas, where the mining is prohibited at present by local regulatory documents.

**Key words:** lithofacies analysis, Petrikov potash deposit, waterproof thickness, lithostratigraphy, ArcGIS.

### STRESZCZENIE

W pracy omówiono wyniki analizy litofacjalnej warstwy ilastomarglistej (WIM) północnej części Pietrykowskiego złoża soli potasowej na Białorusi przeprowadzonej w celu rozpoznania warstw nieprzepuszczalnych. Rejonizację litofacjalną wykonano za pomocą programu ArcGIS 10. Wyróżniono trzy litofacje: siarczanowo-węglanowo-ilastą, siarczanowo-ilasto-węglanową oraz klastyczno-węglanowo-ilastą. Włączenie do warstwy nieprzepuszczalnej subwarstwy gipsowej WIM, które oparto na lateralnej zmienności litofacjalnej skał, w przyszłości pozwoli na eksploatację złoża systemem filarowym. Obecnie eksploatacja złoża jest zabroniona.

**Słowa kluczowe:** analiza litofacjalna, Pietrykowskie złożo soli potasowej, warstwa nieprzepuszczalna, ArcGIS.

### INTRODUCTION

The areas, where the protective waterproof overburden is absent or its thickness is less than the required minimum, have been defined at Petrikov deposit in the result of drilling of two shaft boreholes (1k and 2k), of hydrogeological borehole 1d, as well as in the result of seismic survey. These areas are potentially dangerous in terms of possible discharge of aggressive water into underground workings. Lithofacies analysis allows justifying partial inclusion of the deposits of clay-marl package into the waterproof thickness in order to increment waterproof thickness within the area of Northern Prospect of Petrikov potash deposit (Figure 1).

### SUBJECT AND METHODS OF THE STUDY

The notion “lithofacies”, used in this paper, has been proposed and developed by R. Moore, L. Sloss, E. Deppls, and W. Krumbein (Moore, 1949; Krumbein, Sloss, 1963; Sloss 1960). By lithofacies is implied peculiarities of lithological composition of rocks of stratigraphic unit at a certain place. Application of this particular definition is explained by practical reasons in oil and mining geology, in order to avoid confusions with genetic component. In 1970-s the American specialists had proposed graphical lithofacies method (Eduardo, 2007; Ratcliffe, Zaitlin, 2010), the principles of which, with modern adjustments in the field of geoinformational systems, have been used by the authors of this paper.

The authors modelled lithofacies maps, where distribution of rocks belonging to certain stratigraphic unit is shown. Stratigraphic units, matching the following criteria: consistent definition in the cross-section in geological documentation (field description, summary description, photodocumentation); relia-



Acrothem	Eonothem	Eonothem	System	Series	Stage	Horizon	Suite	Layers	Index	Package	Subpackage	Lithologic column	Thickness	Rock description
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Cretaceous	Upper	Turonian				K <sub>2t</sub>	K <sub>2s</sub>			5,8-68	Sand feldspathic, lenses and interbeds of clay
													0-32,2	Quartz sand, compact clay
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Cretaceous	Upper	Cenomanian				J <sub>3o</sub>	J <sub>3k</sub>			16,6-77,6	Glauconite-quartz sand, interbed of aleurolite in the middle interval
													39,0-79,4	Chalk
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Jurassic	Middle	Callovian				J <sub>2o</sub>	J <sub>2k</sub>			0,5-17,8	Quartz sand, irregularly clayey, quartz sandstone
													0-64,1	Limestone, sandstone (in the roof)
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Jurassic	Middle	Bathonian				J <sub>2bt</sub>				26,0-90,5	Sandstone, quartz sand in places clayey
													0-114,5	Clay non-calcic, quartz sand in places clayey
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Permian	Lower	Viséan				P <sub>2</sub>				0-30,7	quartz sand in places clayey, quartz sand clayey
													0-30,7	Sand and sandstone
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Carboniferous	Lower	Tournaisian				C <sub>1v</sub>	C <sub>1t</sub>			0-95,9	Intercalation of sandstone and aleurolite
													0-54,6	Calcic and mottled clay
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Devonian	Upper	Famennian				D <sub>3el</sub>	D <sub>3zd</sub>	Intersalt		135,3-232,7	Dolomitic marl and siltstone-like clay with interbeds of dolomite, limestone, aleurolite, and veinlets of calcite
													26,6-145,07	Intercalation of siltstone-like clay and marl, with interbeds of dolomite, sulfate-carbonate rock, and veinlets of gypsum
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Devonian	Upper	Famennian				D <sub>3ev</sub>	D <sub>3vr</sub>	Upper salt-bearing		61,0-1030	Rock salt with interbeds of sylvinite, carnallite-sylvite-halite rock, siltstone-like clay, and anhydrite
													797,0	Rock salt with interbeds of anhydrite, dolomite, limestone, and siltstone-like clay
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Devonian	Middle	Eifelian				D <sub>3cm</sub>	D <sub>3sr</sub>	Lower salt-bearing		194,0-263,0	Clay, marl, and limestone. Interbeds of rock salt occur in the upper section
													76,0-196,0	Rock salt with interbeds of clay, marl, dolomite, sulfate-carbonate rocks, and limestone
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Devonian	Middle	Givetian				D <sub>3ev</sub>	D <sub>3vr</sub>	Under-salt carbonate		161,5-165,0	Rock salt with interbeds of clay, marl, dolomite, sulfate-carbonate rocks, and limestone
													161,5-165,0	Limestone, dolomite, dolomitic marl, rarer anhydrite
Archean-Proterozoic	Upper Proterozoic	Paleozoic	Carboniferous	Lower	Protokarboński				D <sub>2,3ln</sub>	D <sub>2,3plc</sub>	Under-salt terrigenous		179,0-270,0	Clay, dolomite, dolomitic marl, rarer aleurolite and sandstone
													179,0-270,0	Clay, dolomite, dolomitic marl, rarer aleurolite and sandstone
Proterozoic	Upper Proterozoic								PR <sub>2</sub>					Mottled sandstone, aleurolite, tuffite, tuffaceous sandstone
Archean-Proterozoic									AR+PR					Granites, granodiorite, diorite

Fig. 1. Stratigraphic chart of Petrikov potash deposit (legend is in accordance with Color Code to the CCGM, 2005)

Ryc. 1. Profil stratygraficzny Petrykowskiego złoża (Symbole według Color Code to the CCGM, 2005)

ble concurrence with materials of borehole geophysical survey (first of all with gamma and resistivity logging). Isochronous units, including chronostratigraphic units of regional scale, and, for Petrikov deposit, suites of local scale, have not been used, because in most cases their definition has been based on the fossil flora and fauna. The authors have studied changes in lithofacies within basic stratigraphic units, i.e. lithostratons (lithostratigraphic units). Lithostratigraphic classification of CMP has simplified significantly from 1969 until 2016. The clay-marl package, by the features of forming rocks, is divided into two subpackages: gypsum-bearing (sulfate-carbonate-clay) (CMP<sub>2</sub>) and shale-bearing (clay-marl) (CMP<sub>1</sub>).

*Gypsum-bearing (sulfate-carbonate-clay) subpackage* is formed by irregular alternation of claystone-like clays and marls with bands of dolomites, aleurolite, sandstones, and numerous multidirectional veinlets of fibrous gypsum of the thickness from 2-5 cm to 20 cm. The upper boundary of sulfate-carbonate-clay subpackage is conventionally drawn along the interval of disappearance of transverse veinlets of fibrous gypsum in the cross-section. The nests and separate crystals of rock salt rarely occur at the base of the subpackage.

In general, the rocks of gypsum-bearing subpackage are noted for intensive fracturing. The fractures are filled with gypsum and/or calcite. Brecciation, folding, and fragmentation of rocks, as well as numerous teared-off slip planes are found in certain intervals.

The thickness of gypsum-bearing subpackage within the deposit is inconsistent, and varies from 25 to 100 m. By age, the deposits of gypsum-bearing subpackage belong to Liuban layers and upper part of Ostrovets layers of Streshin horizon of Upper Devonian.

*Clay-marl (shale-bearing) subpackage* accomplishes the section of the above-salt clay-marl package of the Upper Devonian. Its thickness within the deposit ranges from 30-40 m within domes and anticlines to 100-200 m within syncline zones.

The depth of roof of shale-bearing subpackage within the deposit, depending on structural position, varies from 204.7 to 535.5 m.

The rocks of shale-bearing subpackage consist of dolomite marls, claystone-like clays with bands of aleurolites and dolomites, with veinlets and nests of calcite. The thickness of bands ranges from 5 cm to 1-7 m. Layers of sandstone with

quartz-lime cement occur sometimes. The rocks of shale-bearing subpackage are frequently fractured, and sometimes folded. The characteristic feature is the occurrence of two seams (bands) of oil shales and sapropelic marl. The lower seam (band) consists of 4-6 interbeds of kerogen-containing rocks of the thickness ranging from 0.15 to 2.5 m. The interval between those interbeds is 1-5 m in average. In total, the thickness of the lower seam varies from 15 to 25 m. Interbeds of stromatolithic limestone of the thickness 5-30 cm occur in the lower seam (band) with layers of oil shales and sapropelic marl, in the interval 20 m above. The upper shale-bearing seam (band) occurs 55-80 m above the lower seam in some boreholes. Up to three interbeds of sapropelic marl are found in that upper seam.

The main subject of study has been gypsum-bearing (sulfate-carbonate-clay) subpackage of clay-marl package.

The maps of isoconcentrates of clay, carbonate, sulfate, and clastic rocks in the gypsum-bearing subpackage and CMP have been developed in geoinformation software ArcGIS (ESRI Inc., USA) using Krige method (kriging). The maps of isopachs of those rock varieties have also been developed within the boundaries of estimation of reserves of A, B, C<sub>1</sub> and C<sub>2</sub> categories at Northern Prospect of Petrikov potash deposit.

The lithofacies ternary graphs have been plotted in the results of computer data processing. The graphs have been used to reveal relationships between several variables (in this paper between sulfate-carbonate, clay and clastic material), when three of the variables represent, for example, the components of certain lithofacies (Figure 2). Relationships between three groups of rocks are expressed in percent, at that the total thickness of a straton is taken as 100%.

The corners of triangle refer to 100% of a content of each of the three components, and subtending the corner sides refer to the absence of corresponding component.

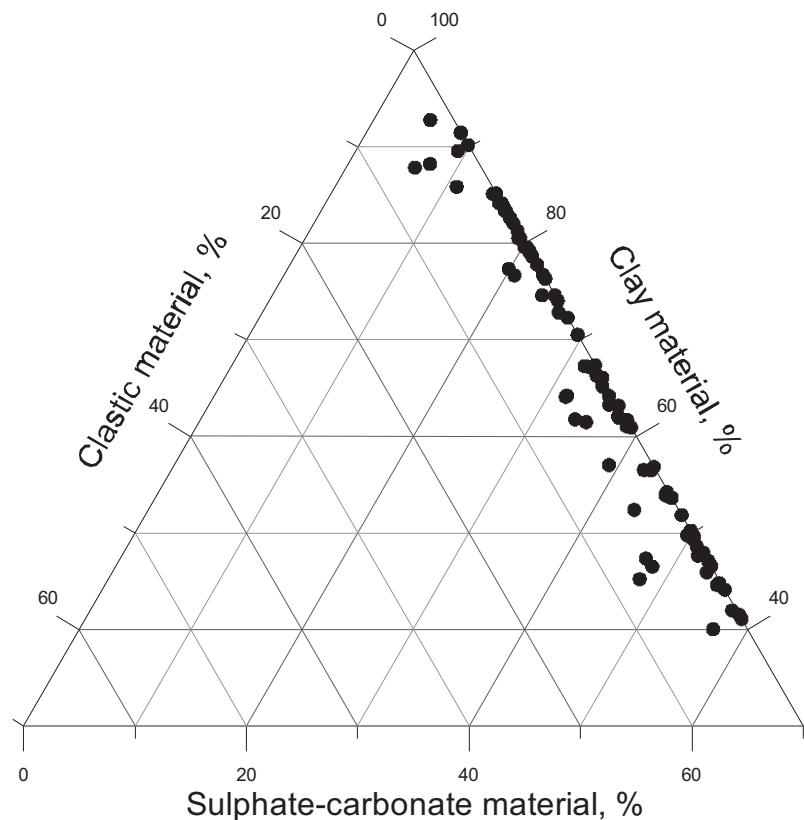
The boundary points have been defined using ternary graphs. These points were used to define the following lithofacies in the cross-section of gypsum-bearing CMP subpackage: sulfate-carbonate-clay, sulfate-clay-carbonate, and clastic-carbonate-clay. (Table 1).

The layer of lithofacies have been created automatically in the geoinformational system ArcGIS (Figure 3). Computed

**Table 1.** The mask of determination of lithofacies in gypsum-bearing subpackage of CMP

**Tabela 1.** Maska wyznaczenia litofacji w gipsonośnej subwarstwie CMP

Lithofacies	Material, %		
	Sulfate-carbonate	Clayey	Clastic
Sulfate-carbonate-clay	0.0 – 30.0	70 – 100	0.0 – 2.5
Sulfate-clay-carbonate	30.0 – 60.0	37.5 – 70	0,0 – 2.5
Clastic- carbonate-clay	0.0 – 60.0	37.5 – 100	2.5 – 10



**Fig. 2.** Lithofacies ternary graph for gypsum-bearing subpackage of CMP

**Ryc. 2.** Wykres litofacjalny trójskładnikowy subwarstwy gipsowej WIM

with Krige method (kriging) interpolational GRID-models of isoconcentrates of clayey, clastic, carbonate and sulfate rocks have been re-classified separately according the mask of determination of lithofacies (Table 1).

The merger of all cells of the each GRID-model, associated with certain lithofacies, and assignment them with a unique code took place in the process of re-classification. Re-classified models of percent content of clayey, clastic, carbonate and sulfate rocks in gypsum-bearing subpackage were then converted into separate vector layers of the polygonal geometry. The unique code that reflects reference of each polygon of the layer to certain lithofacies is listed in the attributes tables of vector layers. Finally the intersection of three layers of polygonal vectors, resulting from re-classification of percentage of clayey, clastic, carbonate and sulfate rocks, has been done. The vector layer of lithofacies was formed in the result of that intersection.

#### THE RESULTS OF STUDY

Three lithofacies have been defined in the cross-section of gypsum-bearing subpackage of CMP: sulfate-carbonate-clay, sulfate-clay-carbonate, and clastic- carbonate-clay (Figure 4).

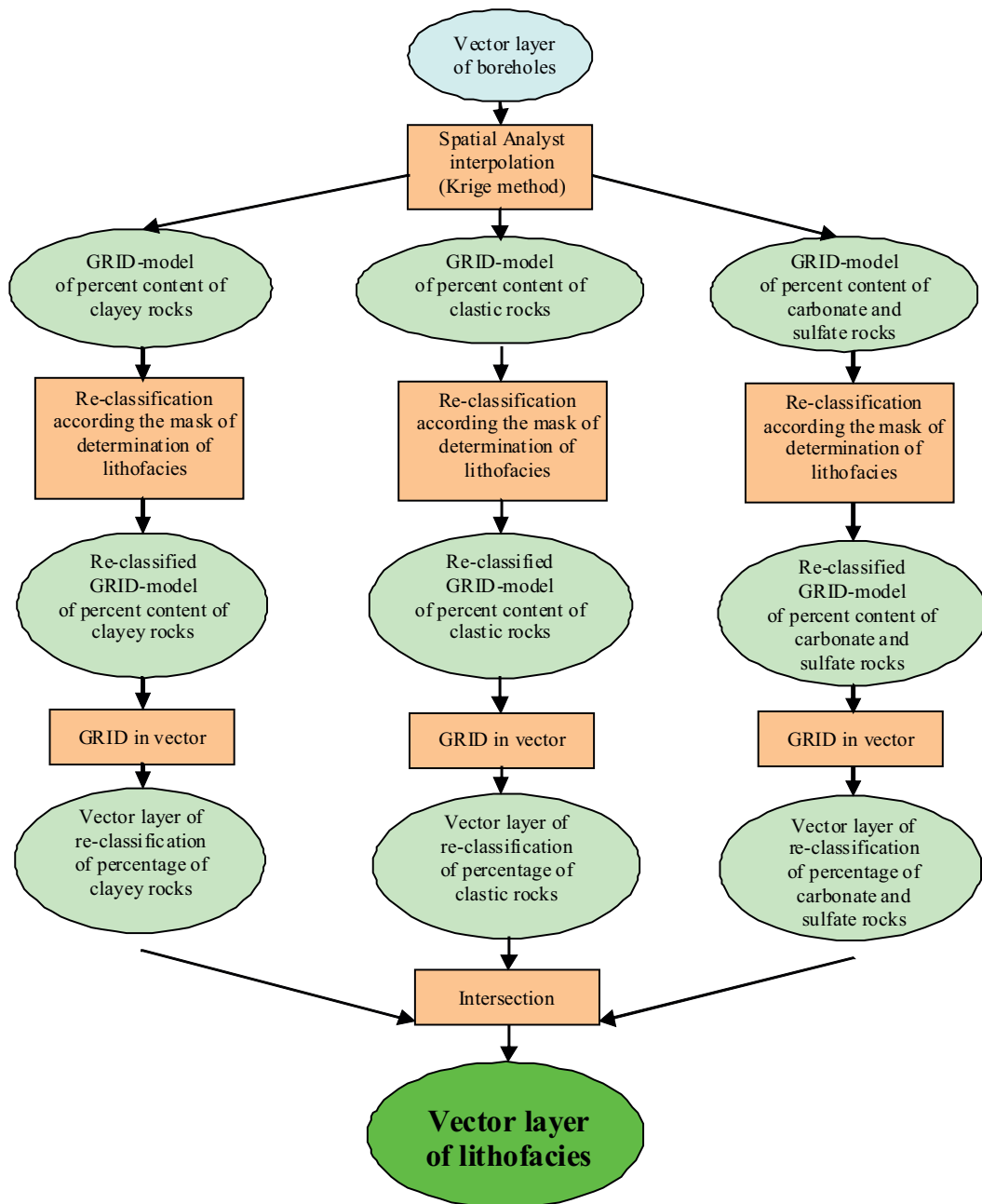
*Sulfate-carbonate-clay lithofacies* consists of dark-grey, compact, laminated marl and dark-grey, in places fractured, claystone-like clays with layers of carbonate-sulfate-clay rocks, dolomite, dolomitic limestone, and with veinlets of

gypsum and gypsum-selenite in the upper part of the cross-section. The lithofacies occurs evenly within the boundaries of estimation of reserves of A, B, C<sub>1</sub> and C<sub>2</sub> categories at Northern Prospect of Petrikov potash deposit, and occupies 42.2% of the area. The thickness of gypsum-bearing supackage there varies from 52.6 to 120.0 m.

*Sulfate-clay-carbonate lithofacies* is represented by grey, compact, laminated marl with interbeds of sulfate-carbonate-clay rock, clay-calcic-anhydrite and calcic-anhydrite rock, as well as of dolomitic claystone-like clays with veinlets of gypsum in the upper part of the cross-section. The lithofacies occurs evenly within the boundaries of estimation of reserves of A, B, C<sub>1</sub> and C<sub>2</sub> categories at Northern Prospect of Petrikov potash deposit (44.8% of the area). The thickness of gypsum-bearing supackage there varies from 56.0 m (borehole 373) to 145.07 m (borehole 312).

*Clastic-carbonate-clay lithofacies* is formed predominantly by calcic, in places fractured claystone-like clays with interbeds of dolomites, aleurolite, sandstone, by sulfite-carbonate rock with veinlets of gypsum, and by dark-grey, fractured, in some areas aleuritic marl with interbeds of clayey dolomite and aleurolite. The lithofacies occurs locally, in the area of boreholes 247, 252, 263, 283, 292, 319, 323, 324, 355, 356, 1050g, 324g, 364d (12.8 % of the total area). The thickness of gypsum-bearing supackage there varies from 26.6 m (borehole 292) to 120,4 m (borehole 247).





*Fig. 3. Algorithm of definition of lithofacies within the study area by means of GIS*

**Ryc. 3.** Algorytm wyróżnienia litofaciej w granicach obiektu badań z wykorzystaniem programu systemu informacji geograficznej

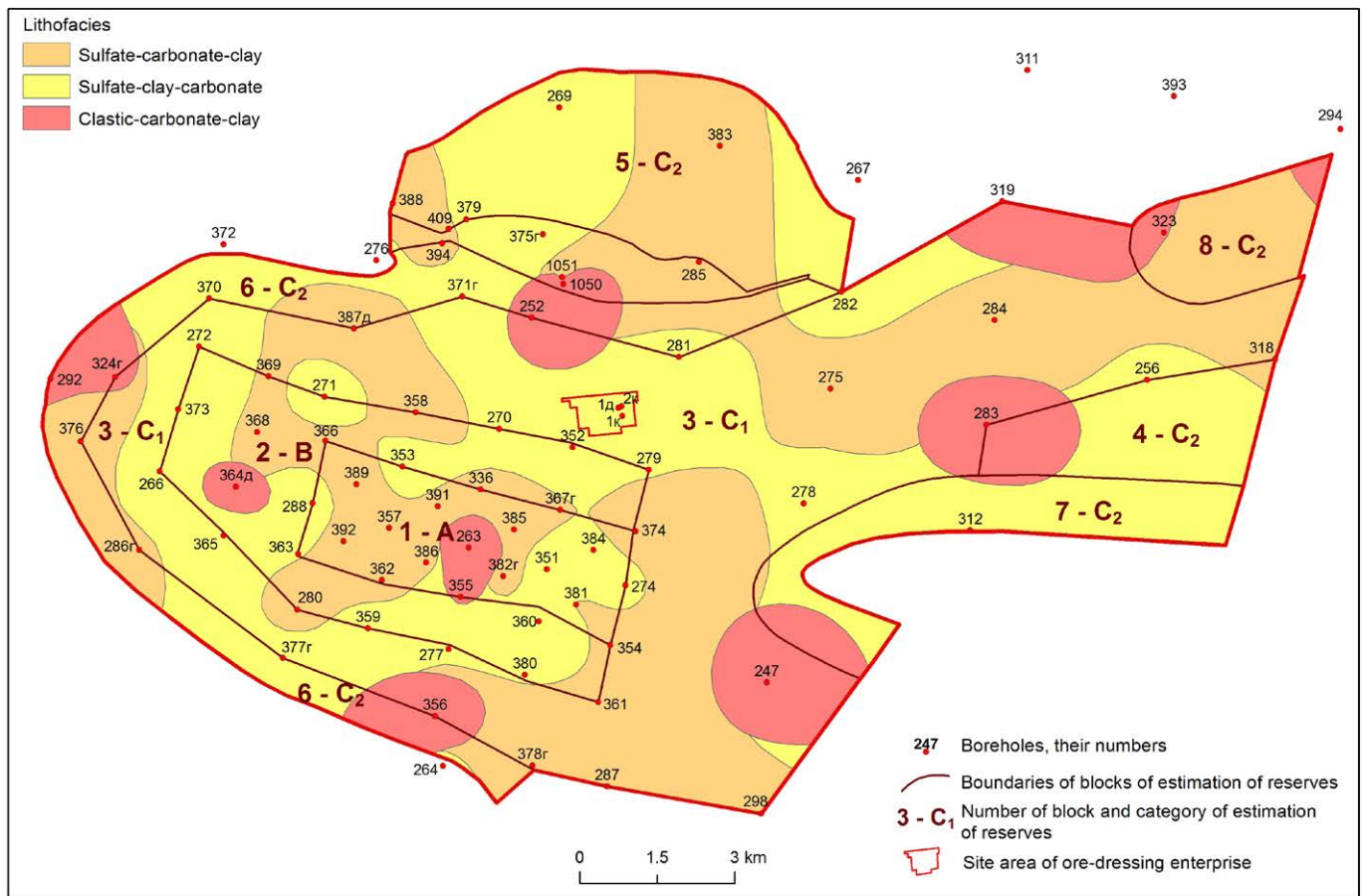
Regular increase in the thickness of seismopacket  $CMG_1-I$  is noted within the boundaries of estimation of reserves of A and B categories, in the areas of occurrence of clastic-carbonate-clay lithofacies. The lithofacies occurs there locally, in the area of boreholes 355, 263, 364, 364д. In the same area an increase in the thickness of seismopacket  $CMG_1-I$  from 40 m to 60 m takes place (boreholes 263, 355, 362, 386).

## CONCLUSIONS

The areas of occurrence of sulfate-carbonate-clay and sulfate-clay-carbonate lithofacies have been delimited in the

result of lithofacies analysis. The accretion of gypsum-bearing subpackage of clay-marl package is possible within those areas at the Northern Prospect of Petrikov potash deposit. The accretion of waterproof thickness at the expense of gypsum-bearing CMP subpackage in the area of occurrence of clastic-carbonate-clay lithofacies requires further investigations.

An inclusion of gypsum-bearing CMP subpackage into waterproof thickness, taking into account lateral lithologic-facial variability of rocks would enable pillar mining at the areas, where the mining is prohibited at present by "Temporary instructions on protection of the mine from flooding



**Fig. 4.** Lithologic-facial zoning of gypsum-bearing subpackage of CMP within the area of reserves estimation of IV-n potash horizon (Northern prospect of Petrikov potash deposit)

**Рис. 4.** Рејонованне літофасіальне субваршты гіпсавой ВІМ у гранічах аблічэння засобів пазіома ІV-п (Пółnocna część Петрыкоўскага злажа солі потасавой)

under the conditions of Petrikov potash deposit with unstudied character of rocks and surface displacement process". Due to such an inclusion the areas of mining and reserves by A+B+C<sub>1</sub> categories, suitable for pillar mining, will increase by 23%.

#### REFERENCES

- EDUARDO A. M., 2007. Applied Stratigraphy. Dordrecht: Springer, 488 pp.
- KRUMBEIN W.C, SLOSS L.L., 1963. Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco: W.H. Freeman. 497 pp.
- MOORE R.C. 1949. Meaning of facies. *Memoir Geological Society of America* 39:1–34.
- RATCLIFFE K., ZAITLIN, B.A., 2010. Application of modern stratigraphic techniques: theory and case histories. Tulsa, Okla, SEPM Society for Sedimentary Geology.
- SLOSS L.L., 1960, Concepts and applications of stratigraphic facies in North America: Report of the Twenty-first International Geological Congress in Copenhagen, 12:7-18.



# Analiza SWOT odzysku odpadów w technologii wypełniania wyrobisk w kopalni soli

## *SWOT Analysis of the Waste Recovery Technique for Filling Excavation in the Salt Mine*

Waldemar KORZENIOWSKI<sup>1</sup>, Katarzyna POBORSKA-MŁYNARSKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Górnictwa i Geoinżynierii, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, email: walkor@agh.edu.pl

<sup>2</sup>AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Górnictwa i Geoinżynierii, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, email: kpm@agh.edu.pl

### STRESZCZENIE

W artykule przedstawiono analizę SWOT dla technologii wypełniania i likwidacji wyrobisk poeksploatacyjnych w Kopalni Soli „Kłodawa” z odzyskiem odpadów wtórnych, pochodzących ze spalarni odpadów komunalnych. Rozpatrywano dwie technologie wypełniania wyrobisk: suchymi odpadami w opakowaniach i odpadami jako głównymi składnikami samozestalających się mieszanin przeznaczonych do transportu hydraulicznego. Zidentyfikowano i scharakteryzowano kluczowe dla przedsięwzięcia czynniki, tzn.: położenie kopalni, warunki geologiczne i hydrogeologiczne, zagrożenia naturalne, strukturę kopalni i objętość wyrobisk poeksploatacyjnych oraz wybrane technologie odzysku w powiązaniu z właściwościami odpadów. Ustalono mocne i słabe strony oraz szanse i zagrożenia technologii: środowiskowe, techniczne i społeczne. Analiza SWOT wskazała, że proponowana technologia jest korzystna dla środowiska i gospodarki, a korzyści z zastosowania technologii przewyższają ryzyko związane z możliwymi zagrożeniami.

**Słowa kluczowe:** odzysk odpadów, wypełnianie i likwidacja wyrobisk poeksploatacyjnych, kopalnia soli

### ABSTRACT

In the paper, the SWOT analysis of the filling and closure of the post-exploitation excavations in the salt mine Kłodawa, with waste recovery technique for the secondary waste from municipal waste incinerators, is presented. Two techniques of the excavations filling were considered: with dry packaged waste and with waste as a main component of self-solidify-

ing mixtures intended for hydraulic transport. Key factors for the technology have been identified, i.e.: location of the mine, geological and hydrogeological conditions, natural hazards, mine structure, volume of excavations and characteristic of the recovery technologies in relation to waste properties. Strengths and weaknesses, opportunities and threats: environmental, technical and social of technology have been determined. The SWOT analysis indicates that the proposed technology is beneficial to the environment and economy, and that the benefits of technology predominated the risk of possible threats.

**Key words:** waste recovery, mining excavation backfilling and closure, salt mine

### 1. WSTĘP

Idea wykorzystania pustek poeksploatacyjnych w kopalni soli w Polsce do odzysku odpadów w technologiach górnictwa podziemnego pojawia się od kilku lat. Przekonanie, że w złożach soli kamiennej, ze względu na właściwości środowiska skalnego mogą panować warunki korzystne dla izolacji odpadów od biosfery i wód podziemnych jest obecnie powszechne i zostało wyrażone w przepisach prawnych Unii Europejskiej (Decyzja Rady UE, 2002). Przedsiębiorstwa odzysku odpadów w technologiach górniczych, podobnie jak podziemne składowiska, od kilkudziesięciu lat działają w kopalniach soli w Niemczech.

Podstawowymi wymaganiami dla tego rodzaju odzysku są: 1 – zapewnienie długotrwałej izolacji dla szkodliwych substancji wykorzystywanych w procesie odzysku 2 – dyspo-



nowanie wyrobiskami górnictwami o odpowiedniej pojemności, dostępności i stateczności oraz 3 – dysponowanie odpowiednią technologią (Korzeniowski i in., 2015).

O możliwości wykorzystania wyrobisk poeksploatacyjnych w złożu solnym do odzysku odpadów decyduje szereg czynników geologicznych i technicznych, takich jak: budowa geologiczna złoża i jego otoczenia, warunki hydrogeologiczne i geologiczno-górnictwowe, położenie geograficzne kopalni, struktura kopalni, rodzaje wyrobisk, systemy eksploatacji (Korzeniowski, Poborska-Młynarska, 2016).

Zachowanie długotrwałej izolacji dla szkodliwych substancji w wyrobiskach kopalni soli jest możliwe w odpowiednich warunkach geologiczno-górnictwowych – w szczelnym górotworze solnym, z zastosowaniem zabezpieczeń (barier technicznych) utrudniających migrację substancji szkodliwych z przestrzeni przeznaczonych do utylizacji odpadów (Poborska-Młynarska, Korzeniowski, 2015).

W kopalniach soli kamiennych i soli potasowo-magnezowych, w których przez kilkadziesiąt lat eksploatowano złożo systemem komorowym właściwym lub komorowo-filarowym powstaje ogromna przestrzeń poeksploatacyjna, licząca często kilkanaście milionów metrów sześciennych. Struktura przestrzenna kopalni podążająca za budową geologiczną złoża, system eksploatacji oraz wielkość wydobycia i czas jego trwania decydują o rodzaju, rozmieszczeniu, objętości i stateczności wyrobisk.

W kopalniach soli w Niemczech wypróbowano i zastosowano kilka technologii odzysku odpadów, wykorzystując ich właściwości do wypełniania i likwidacji wyrobisk (Behnsen, 2008). Spośród nich na uwagę zasługują:

- umieszczanie suchych odpadów ze szczelnym wypełnieniem wyrobiska lub
- umieszczanie odpadów w postaci samozestalających się mieszanin przeznaczonych do transportu hydraulicznego.

Problematyka odzysku odpadów jest zagadnieniem wielowarstwowym, wrażliwym zwłaszcza na aspekty ochrony środowiska naturalnego i bezpieczeństwo funkcjonowania przedsięwzięcia. Podjęcie właściwej decyzji w tym zakresie powinno być poprzedzone dogłębną analizą wszelkich czynników wpływających na zachowanie określonych wymagań. Jedną z dostępnych metod analitycznych może być analiza SWOT.

Budowa geologiczna wysadu solnego i struktury przestrzennej Kopalni Soli „Kłodawa” stanowi interesujący przykład górotworu i przestrzeni podziemnej, które z korzyścią dla środowiska naturalnego można wykorzystać do odzysku niektórych grup odpadów. W artykule przedstawiono analizę SWOT, przeprowadzoną dla odzysku odpadów wtórnych ze spalarni odpadów komunalnych w technologii wypełniania i likwidacji wyrobisk w kopalni soli w Kłodawie.

## 2. METODA ANALIZY SWOT

Analiza SWOT jest kompleksową metodą analizy strategicznej i polega ona na identyfikacji kluczowych atutów i słabości przedsięwzięcia oraz na skonfrontowaniu ich z aktualnymi i przyszłymi szansami i zagrożeniami. Specyficzny sposób zorganizowania faktów umożliwia zrozumienie danych i dostrzeżenie wynikających z nich konsekwencji. Jako najbardziej istotne dla przedsięwzięcia uznano: położenie kopalni, warunki geologiczne i hydrogeologiczne, zagrożenia naturalne, strukturę kopalni i objętość wyrobisk poeksploatacyjnych oraz wybór technologii odzysku w powiązaniu z właściwościami odpadów (Korzeniowski i in., 2015).

### 2.1. Identyfikacja i charakterystyka czynników ważnych dla przedsięwzięcia

#### Położenie kopalni

Kopalnia Soli „Kłodawa”, założona w latach 1949÷1950, znajduje się w Polsce środkowej w województwie wielkopolskim. Obszar górniczy leży w środkowej części wysadu solnego Kłodawa i ma kształt prostokąta o powierzchni około 2 160 ha. Kłodawa jest dogodnie powiązana komunikacyjnie z drogami transportu samochodowego i kolejowego.

#### Uwarunkowania geologiczne i hydrogeologiczne

Wysad kłodawski stanowi środkową część wielkiej struktury solnej o długości około 60 km. W jego środkowej części, gdzie ustanowiono obszar górniczy kopalni soli w Kłodawie, wysad ma kształt grzbietu o rozciągłości NW-SE, długości około 8 km i szerokości zmieniającej się od około 2,5 do 1,5 km. Wyrasta on z szerszej podstawy na głębokości około 6 km. W wysadzie rozpoznano utwory czterech cyklotemów solnych cechsztynu: soli najstarszych PZ1, soli starszych PZ2, soli młodszych PZ3 i soli najmłodszych PZ4.

Wysad solny „Kłodawa” leży pomiędzy Głównym Zbiornikiem Wód Podziemnych nr 226 (Krośniewice-Kutno) a Głównym Zbiornikiem Wód Podziemnych nr 150 (Pradolina Warszawa-Berlin). Nie znajduje się zatem na obszarach ochronnych wód podziemnych.

Ponad wysadem i w jego otoczeniu wyróżnia się pięć pięter wodonośnych: czwartorzędowe, neogeńskie, kredowe, jurajskie oraz triasowe. Ponadto, najwyższa część wysadu tzn. czapa gipsowo-iłowa jest infiltrowana przez wody z warstw kenozoiku.

#### Zagrożenia naturalne

Zagrożenia naturalne, jakie występują w złożu kłodawskim lub jego częściach to: zagrożenie wodne, metanowe oraz wyrzutami gazów i skał.

Zagrożenie wodne w Kopalni Soli „Kłodawa” zostało zaklasyfikowane jako zagrożenie III stopnia (najwyższe). Jest

to zagrożenie potencjalne. W ten sposób klasyfikuje się zagrożenie wodne w kopalniach w wysadach solnych zgodnie z obowiązującymi przepisami. Zagrożenie gazowe oraz wyrzutami gazów i skał związane jest z występowaniem w złożu metanu i innych gazów, m.in. innych węglowodorów oraz siarkowodoru i azotu. Nasilenie zagrożenia metanowego oraz zagrożenia wyrzutami gazów i skał zmienia się w poszczególnych polach kopalni. Tak więc, poszczególne części kopalni zaliczane są do różnych kategorii zagrożenia metanowego oraz zagrożenia wyrzutami gazów i skał. W niektórych częściach kopalni stwierdzono zagrożenie metanowe II kategorii (najwyższej) oraz zagrożenie wyrzutami gazów i skał – III kategorii (najwyższej).

### Struktura kopalni i objętość przestrzeni poeksploatacyjnej

Złoże kłodawskie jest udostępnione za pomocą trzech szybów pionowych i czterech głównych poziomów:

- 450m – poziom wentylacyjny,
- 525m – poziom wentylacyjny w północno- zachodniej części kopalni, udostępniony upadowymi z poziomu 450,
- 600 i 750 – główne poziomy wydobywcze.

Eksploatacja prowadzona jest w kilku polach eksploatacyjnych, gdzie poziomy podzielone są dodatkowo na międzypoziomy, zakładane w interwale co 25 lub 30 m, zależnie od głębokości.

W wyniku eksploatacji złoża systemem komorowym właściwym powstają komory, głównie w kształcie prostopadłościanów o kilkunastumetrowej szerokości i wysokości oraz o długości przekraczającej 100 m. Komory pozostawiane są jako pustki poeksploatacyjne. Sposób rozcięcia pól zapewnia długotrwałą stateczność geomechaniczną wyrobisk, jednak w części starszych komór obserwuje się zaciskanie i łuszczenie filarów. Dotychczas wykonano około 1000 komór, a wyrobiska korytarzowe tworzą sieć o długości około 350 km. Łączna objętość wszystkich pustek sięga 19 mln m<sup>3</sup>. Struktura kopalni umożliwia wydzielenie części wyeksploatowanych wyrobisk do ich wypełnienia i likwidacji w połączeniu z odzyskiem odpadów (Korzeniowski i in., 2015).

### Proponowane technologie odzysku odpadów ze spalarń odpadów komunalnych

Podczas procesu spalania odpadów komunalnych, w instalacjach ich termicznego przekształcania powstają odpady wtórne, głównie jako drobnofrakcyjne popioły i żużle oraz produkty oczyszczania spalin (Piecuch, Dąbrowski, 2014). W kopalniach soli w Niemczech są one utylizowane od szeregu lat, służąc wypełnianiu, stabilizacji i likwidacji zbędnych wyrobisk.

Biorąc pod uwagę geologiczno-górnice i techniczne warunki w kopalni w Kłodawie, proponuje się następujące technologie odzysku (Korzeniowski, Poborska-Młynarska, 2016):

- wypełnianie wyrobisk opakowanymi odpadami, np. w workach „big-bag” w likwidowanych wyrobiskach górniczych, z ewentualnym doszczelnianiem rozdrobnioną solą lub skałą płoną,
- wypełnianie wyrobisk mieszaniną sporządzoną na bazie odpadów, o specjalnie opracowanej recepturze, podlegającą transportowi hydraulicznemu i ulegającą w wyrobisku samozestaleniu, bez wydzielania nadmiarowej cieczy zarobowej.

Obydwie technologie są sprawdzone, opanowane technicznie i stosowane w kopalniach soli w Niemczech. Pierwsza z nich nie wymaga specjalnych instalacji, poza tą związaną z transportem opakowań z odpadami. W drugiej – konieczna jest budowa instalacji do wytwarzania mieszaniny ciekłej lub o konsystencji pasty. Podstawowymi składnikami mieszaniny są: drobnofrakcyjne odpady ze spalarni, materiał wiążący i solanka.

### 2.2. Analiza czynników determinujących uwarunkowania lokalizacji podziemnego składowiska odpadów

Za pomocą techniki SWOT skategoryzowano cechy projektowanych technologii na cztery grupy informacji charakteryzujące następujące właściwości:

- mocne strony [S] (*Strengths*), czyli najważniejsze cechy stanowiące o zaletach proponowanego rozwiązania technologicznego,
- słabe strony [W] (*Weaknesses*), czyli wady, przeszkody, bariery wykazujące słabość technologii,
- szanse [O] (*Opportunities*), stanowiące o możliwościach poprawy istniejącej sytuacji w ekosystemie dzięki zastosowaniu rozważanej technologii,
- zagrożenia [T] (*Threats*), mogące spowodować pojawienie się zjawisk niebezpiecznych powodujących niekorzystne zmiany.

W tabeli 1 zestawiono: mocne i słabe strony oraz szanse i zagrożenia w odniesieniu do odzysku odpadów ze spalarni odpadów komunalnych, w technologiach wypełniania wyrobisk w kopalni w Kłodawie (Korzeniowski i in., 2015).

W następnej kolejności postawiono cztery następujące pytania:

- 1) Czy określona mocna strona pozwala wykorzystać daną szansę?
- 2) Czy określona mocna strona pozwala zmniejszyć dane zagrożenie?
- 3) Czy określona słaba strona ogranicza możliwość wykorzystania danej szansy?
- 4) Czy określona słaba strona zwiększa poziom ryzyka danego zagrożenia ?

Odpowiedzi na powyższe pytania ułożono w macierzy interakcji, przyjmując skalę rang: 0,1,2, przy czym: 0 – oznacza brak oddziaływania, 1 – słabe oddziaływanie, 2 – silne od-

**Tabela 1.** Analiza SWOT dla odzysku odpadów w technologiach wypełniania wyrobisk w kopalni w Kłodawie  
**Table 1.** SWOT analysis of the waste recovery technique for filling excavation in the Kłodawa mine

MOCNE STRONY		SŁABE STRONY	
S1st	Korzystne położenie geograficzne w centralnej Polsce z uwagi na logistykę transportu	W1st	Brak zasobnego źródła wody słodkiej i solanki do hydrotransportu
S2nd	Stosunkowo duża głębokość kopalni	W2nd	Brak doświadczenia w technice transportu hydraulicznego zawieszin i technologii pasty
S3rd	Potencjalnie duża pojemność pustek do zagospodarowania	W3rd	Mały przekrój części wyrobisk
S4th	Naturalna bariera i właściwości izolacyjne górotworu solnego	W4th	Komory bez obudowy
S5th	Regularny układ wyrobisk podziemnych	W5th	Niedostosowanie podziemnej infrastruktury transportowej
S6th	Dobry stan istniejących komór i innych wyrobisk	W6th	Brak podziemnej instalacji technicznej (przeładunek, pakowanie, przygotowanie mieszaniny itp.)
S7th	Istniejąca infrastruktura techniczna	W7th	Poziomy wodonośne w otoczeniu wysadu
S8th	Wykwalifikowana i doświadczona kadra		
SZANSE		ZAGROŻENIA	
O1st	Efektywny odbiór odpadów z całego kraju	T1st	Wtargnięcie wody do wyrobisk kopalni
O2nd	Bezpieczne zutilizowanie olbrzymiej ilości odpadów	T2nd	Pojawienie się zjawiska dynamicznego wyrzutu skał i gazu
O3rd	Poprawa jakości ekosystemu	T3rd	Utrata szczelności komór
O4th	Wykorzystanie już istniejącej infrastruktury podziemnej	T4th	Utrata stateczności komór
O5th	Możliwość jednoczesnego wydobycia soli i wypełniania wyrobisk	T5th	Pojawienie się szkodliwych gazów
O6th	Ograniczenie negatywnych skutków eksploatacji podziemnej w przyszłości	T6th	Możliwość zapylenia atmosfery kopalnianiej
O7th	Zatrudnienie dla wielu pracowników i przedłużenie żywotności przedsiębiorstwa na kilkadziesiąt lat	T7th	Uwięzienie części zasobów geologicznych
		T8th	Brak akceptacji społecznej

**Tabela 2.** Macierz powiązań – analiza SWOT; 0 – brak oddziaływania, 1 – słabe oddziaływanie, 2 – silne oddziaływanie  
**Table 2.** Matrix of links – SWOT analysis 0 – no interaction, 1 – weak interaction, 2 – strong interaction

		60							SZANSE								ZAGROŻENIA								20	
				O1	O2	O3	O4	O5	O6	O7	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8								
Czy dana <b>mocna</b> strona pozwala wykorzystać daną <b>szansę</b> ?	MOCNE STRONY	S1	2	1	2	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	S1						
		S2	0	0	2	0	0	2	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	S2					
		S3	0	2	2	1	2	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	S3					
		S4	0	2	2	2	2	2	0	2	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	S4					
		S5	0	1	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	S5					
		S6	0	2	2	2	2	2	0	2	2	2	2	2	0	0	0	0	0	0	S6					
		S7	2	1	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	S7					
		S8	2	2	0	1	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	S8					
Czy dana <b>słaba</b> strona ogranicza możliwość wykorzystania danej <b>szansy</b> ?	SŁABE STRONY	W1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	W1					
		W2	2	2	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	W2					
		W3	0	0	0	2	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	W3				
		W4	1	0	0	2	2	2	2	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0	0	W4				
		W5	1	0	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	W5				
		W6	2	2	0	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	W6				
		W7	1	1	1	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	W7				
		37		SZANSE							ZAGROŻENIA								16							

0 – brak oddziaływania, 1 – słabe oddziaływanie, 2 – silne oddziaływanie



działywanie. Im wyższa liczba interakcji i suma ich rang, tym silniejsze powiązania pomiędzy poszczególnymi cechami.

Wyniki zestawiono w tabeli 2, w której podano również sumy wartości rang poszczególnych interakcji. Wynika stąd, między innymi, wysokie prawdopodobieństwo wykorzystania mocnych stron proponowanych technologii odzysku odpadów w kopalni soli w Kłodawie, co pozwoli na wykorzystanie szans poprawy sytuacji w zakresie odzysku odpadów. Z macierzy wynika również niskie ryzyko nasilenia się zagrożeń z powodu słabych stron.

### 3. WNIOSKI

Analiza SWOT przeprowadzona dla oceny technologii odzysku odpadów ze spalarni odpadów komunalnych do wypełniania i likwidacji pustek poeksploatacyjnych w Kopalni Soli „Kłodawa” S.A. wskazuje, że proponowana technologia jest korzystna dla środowiska i gospodarki. Jest to:

- alternatywa dla składowania odpadów na powierzchni ziemi,
- sposób gospodarczego wykorzystania wyeksploatowanych, zbędnych wyrobisk w kopalni,
- sposób częściowej likwidacji wyrobisk w kopalni,
- sposób stabilizacji górotworu,
- technologia powodująca zmniejszenie wpływów eksploatacji na powierzchnię.

Korzystne warunki stwarzają przede wszystkim:

- położenie geograficzne wysadu solnego i kopalni,
- budowa geologiczna złoża,
- struktura kopalni,
- kubatura wyeksploatowanych wyrobisk,
- aktualny poziom zagrożeń naturalnych,
- wyspecjalizowana kadra górnicza.

Korzyści z zastosowania technologii przewyższają ryzyko związane z możliwymi zagrożeniami, związanymi głównie z:

- budową i funkcjonowaniem odpowiednich instalacji,
- przebudową wyrobisk,
- środkami zabezpieczającymi przed zagrożeniami naturalnymi w kopalni.

Praca została wykonana w ramach badań statutowych AGH nr 11.11.100.005.

### SUMMARY

The idea of using post-mining excavations in salt mine in Poland to recover waste in underground mining technologies, appeared several years ago. The geological structure of the Kłodawa salt dome and the spatial structure of the Kłodawa Salt Mine are examples of rock mass and underground space which can be used for the recovery of certain groups of waste for the benefit of the environment. The paper presents a SWOT analysis for recovery of waste from municipal waste incineration plants in the technology of filling and closure of excavations in the salt mine in Kłodawa.

The following technologies were proposed: 1) filling of excavated openings with waste, e.g. in big bags in liquidated mining excavations, with possible sealing with crushed salt or gangue and 2) filling excavations with mixture prepared basically from waste, subjected to hydraulic transport and to self-solidification, without the extraction of the excess liquid.

Both technologies are proven, technically controlled and used in salt mines in Germany.

SWOT techniques have categorized the features of the proposed technology into four groups of information that characterize the following features: Strengths, Weaknesses, Opportunities, Threats, as is shown in Table 1. For example, they are: favorable geographic location of a mine in Central Poland for transport logistics (S), lack of abundant fresh water and brine sources for hydrotransport (W), safe disposing of huge amount of waste (O), leakage from/into the filled chamber (T). The matrix of interactions between these properties was then arranged, taking a range scale: 0 – no impact, 1 – weak interaction, 2 – strong interaction (Table 2).

SWOT analysis for assessment of waste recovery technology from municipal waste incinerators to fill and closure post-mining excavations in the Kłodawa Salt Mine S.A. indicates, that the proposed technology is beneficial to the environment and economy, and that the benefits of technology predominate the threats associated with possible weaknesses.

### LITERATURA/REFERENCES

1. BEHNSEN, H., 2008. Underground repositories for chemically toxic waste in German salt and potash mines. W: Rempert Norbert T. (ed.), *Deep Geologic Repositories*. Geological Society of America. *Series GSA Reviews in Engineering Geology*, 19: 31-40.
2. Decyzja Rady UE z dnia 19 grudnia 2002 r. ustanawiająca kryteria i procedury przyjęcia odpadów na składowiska, na podstawie art. 16 i załącznika II do dyrektywy 1999/31/WE (2003/33/WE). Dz.U. L 11 z 16.1.2003). <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/PL/TXT/PDF/?uri=CELEX:32003D0033&from=PL>
3. KORZENIOWSKI, W., POBORSKA-MŁYNARSKA, K., KULIK, M., 2015. Studium wykonalności składowania odpadów w pustkach poeksploatacyjnych Kopalni Soli „Kłodawa” S.A.” Archiwum Kopalni Soli „Kłodawa” S.A.
4. KORZENIOWSKI, W., POBORSKA-MŁYNARSKA, K., 2016. *Składowanie i odzysk odpadów wtórnych z instalacji termicznego przekształcania odpadów komunalnych w kopalni podziemnej*. *Inżynieria Ekologiczna*, 49: 91–99.
5. PIECUCH, T., DĄBROWSKI, J., 2014. Projekt koncepcyjno-technologiczny Zakładu Termicznego Przekształcania Odpadów Komunalnych dla Regionu Środkowopomorskiego. Środkowo-Pomorskie Towarzystwo Naukowe Ochrony Środowiska. Monografia nr 2. Koszalin. [http://ros.edu.pl/index.php?option=com\\_content&view=article&id=8:vol-16-no-3&catid=13&Itemid=118&lang=pl](http://ros.edu.pl/index.php?option=com_content&view=article&id=8:vol-16-no-3&catid=13&Itemid=118&lang=pl)
6. POBORSKA-MŁYNARSKA, K., KORZENIOWSKI, W., 2015. *Model koncepcyjny trzystopniowej izolacji w podziemnym składowisku odpadów w wysadzie solnym*. *Przegląd Solny*, 11: 51–56.

### III. KOMUNIKATY / NOTICES

## Wspomnienie o Jarosławie Ślizowskim



1956–2017

18 kwietnia 2017 zmarł niespodziewanie dr hab. Jarosław Ślizowski, prof. AGH, pracownik Katedry Inżynierii Gazowniczej Wydziału Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, wybitny specjalista z zakresu geomechaniki skał solnych.

Jarosław Ślizowski urodził się 11 czerwca 1956 r. w Krakowie. Dzieciństwo spędził w Bochni, gdzie jego matka była lekarzem w Szpitalu Powiatowym, a ojciec (późniejszy profesor w IGSMiE PAN) był inżynierem górniczym w Kopalni Soli. W Bochni ukończył Szkołę Podstawową, po przeprowadzce do Krakowa zdał maturę w X Liceum Ogólnokształcącym w Krakowie w 1975 r. Studia odbył w latach 1975-81 na wydziale Elektrotechniki, Automatyki i Elektroniki AGH na kierunku Podstawowych Problemów Techniki – specjalność matematyka stosowana, kończąc je jako magister inżynier.

Pracę zawodową rozpoczął w maju 1981 roku w OBRG-SChem „Chemkop” specjalizując się w geomechanice kawern ługowniczych. W roku 1999 przeniósł się do Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN. W 2009 roku rozpoczął pracę na Wydziale Wiertnictwa, Nafty i Gazu w Katedrze Inżynierii Gazowniczej AGH, od 2012 roku na stanowisku profesora nadzwyczajnego AGH.

Dorobek naukowy J. Ślizowskiego obejmuje ok. 80 publikacji, w tym 5 monografii, oraz kilkadziesiąt opracowań dla przemysłu, kierowanie paru projektami badawczymi Ministerstwa Nauki, uczestnictwo w kilku innych oraz w trzech

grantach europejskich. W ramach działalności dydaktycznej był odpowiedzialny za przedmioty: Magazynowanie Gazu Ziemnego, Mechanika Ogólna i Wytrzymałość Materiałów. Był promotorem 22 prac magisterskich oraz jednej obronionej pracy doktorskiej. Był nagrodzony Nagrodą Rektora zespołową I stopnia za osiągnięcia dydaktyczne w roku 2015.

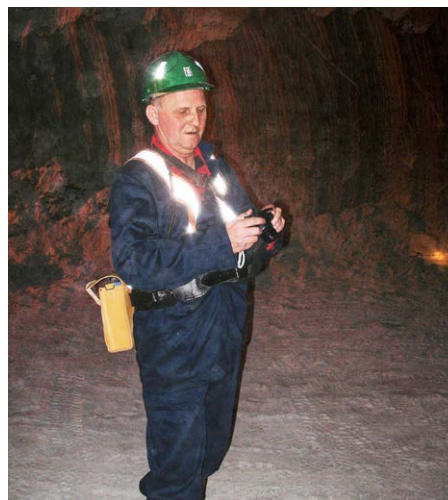
Wśród osiągnięć J. Ślizowskiego należy wymienić stworzenie dla analizy stateczności solnych kawern dedykowanego programu Geosolk opartego na metodzie elementów skończonych dla symetrii osiowej, realizującego reologię iteracyjnie, metodą zmiennych odkształceń początkowych. Zawarł w nim kilka własnych, oryginalnych algorytmów. Jego poprawność potwierdziło porównanie wyników z wynikami programu FLAC. Geosolk od samego początku stał się podstawowym narzędziem przy projektowaniu kawern magazynowych gazu ziemnego. Był rozbudowywany do ostatnich lat, w ramach grantów realizowanych w PAN i AGH, ostatnio o efekty termiczne.

Równie ważnym osiągnięciem J. Ślizowskiego było opracowanie metodyki projektowania kawern magazynowych gazu ziemnego rozpatrując ich wymaganą stateczność i konwergencję. W oparciu o nią projektowano kolejne kawerny KPMG Mogilno oraz kawerny PMG Kosakowo. Podsumowaniem tych badań była rozprawa habilitacyjna (2006). Jarosław Ślizowski brał również udział w projektach dotyczących kopalni otworowej w Tetimie (Bośnia i Hercegowina), kopal-





Jarosław Ślizowski (z prawej) w Demianowskiej Jaskini Lodowej, podczas XIII Quo Vadis Sal (2008).



W Kopalni Sieroszowice-Polkowice (2009)

ni otworowej w Zbudzy (Słowacja) oraz kawernowych magazynów gazu w rejonie Tarsusu i Adany (Turcja). Zajmował się także metodyką i wyznaczaniem parametrów równania materiałowego dla soli na podstawie laboratoryjnych testów na próbach soli, na podstawie obserwacji konwergencji otworów wiertniczych w soli, czy zaciskania się wyrobisk korytarzowych w kopalniach soli.

Pracując w IGSMiE PAN rozszerzył swe zainteresowania na problematykę wykorzystania struktur geologicznych (głównie soli kamiennej) do składowania odpadów niebezpiecznych w tym odpadów promieniotwórczych. Przyczynił się m.in. do opracowania modelu koncepcyjnego krajowego głębokiego składowiska odpadów promieniotwórczych w skałach solnych i ilastych na zlecenie Państwowej Agencji Atomistyki.

W Europejskim projekcie o akronimie LAGUNA (Large Apparatus studying Grand Unification and Neutrino Astrophysics) w latach 2008-10, uczestniczył w studium wykonalności podziemnego laboratorium astrofizycznego z wielkim detektorem neutronów o średnicy 74 m i wysokości 38 m w ko-

palni Sieroszowice-Polkowice (jednej z siedmiu rozpatrywanych lokalizacji).

Kolejnym pomysłem J. Ślizowskiego było przedstawienie możliwości magazynowych złóż soli w postaci map izolinowych. Takie mapy opracowane na podstawie miąższości i głębokości zalegania stropu złoży powinny znacznie ułatwić potencjalnym inwestorom porównywanie lokalizacji w złożach o różnych warunkach geologiczno-górnictwowych.

J. Ślizowski uczestniczył również w pracach dotyczących magazynowania energii w postaci sprężonego powietrza w kawernach solnych. Włączył się do badań nad podziemnym składowaniem dwutlenku węgla, biorąc jako wykonawca udział w dwóch międzynarodowych projektach SiteChar – Characterization of European CO<sub>2</sub> storage oraz HYDRA GTS – Novel GTS Technology for Carbon Capturing and Transportation.

Ostatnim projektem, w który zaangażował się prof. Ślizowski był HESTOR – „Magazynowanie energii w postaci wodoru w kawernach solnych” dofinansowywany ze środków NCBiR w ramach programu Gekon. Kierował dwoma



We Wrocławiu, spacer po obradach Konsorcjum LAGUNA (2009)



W Krynicy, podczas seminarium IGSMiE PAN (2011)





Jarosław Ślizowski prezentuje referat na XXI Quo Vadis Sal (2016)



Jarosław Ślizowski (po lewej) i Leszek Lankof – najbliższy współpracownik z IGSMiE PAN

zadaniami: „Badania laboratoryjne i in-situ dla określenia warunków szczelności kawerny magazynowej”, oraz „Analiza stateczności i szczelności oraz optymalizacja parametrów eksploatacyjnych kawerny magazynowej”.

Prof. Ślizowski zgromadził wokół siebie zespół współpracujących specjalistów z różnych instytucji, do którego należy zaliczyć Leszka Lankofa, Karolinę Serbin (Wojtuszewską), Kazimierza Urbańczyka, Wiesława Kasprzyka, Krzysztofa Polańskiego, Leszka Pająka, Dariusza Wiewiórkę oraz Stanisława Burligę.

Efekty swoich prac traktował ze sporym dystansem. Zdawał sobie sprawę, że przyroda potrafi stwarzać niespodzianki i kawerna, która według wszelkich danych powinna być stateczna, może tę stateczność utracić, a inna kawerna, która powinna się teoretycznie zawalić, będzie stała. Z drugiej strony potrafił się cieszyć każdym nowym rezultatem, zwłaszcza jeśli był nieoczekiwany, np. że konwergencja kawerny w soli szybkopełzającej może być czasem mniejsza niż konwergencja kawern w soli wolnopełzającej, bo naprężenia na jej konturze szybciej zrelaksują.

Sceptycznie odnosił się do praktycznej przydatności praw materiałowych dla soli o wielu współczynnikach. Był zdania, że wyznaczenie tylu współczynników jest mało wiarygodne, biorąc pod uwagę ograniczoną ilość prób rdzenia, jaki można użyć do badań laboratoryjnych i wielki rozrzut otrzymywanych szybkości pełzania. Sam najchętniej posługiwał się prawem Nortona.

Był człowiekiem towarzyskim i aktywnym członkiem Polskiego Stowarzyszenia Górnictwa Solnego. Regularnie uczestniczył w Sympozjach Quo Vadis Sal. Jeśli idzie o geomechanikę kawern solnych nie miał w Polsce równego sobie specjalisty i niełatwo będzie wypełnić pustkę po jego przedwczesnej śmierci. Jednak najbardziej będzie brakowało nam jego dowcipu, wiecznego optymizmu i dobrego słowa, które zawsze można było od niego usłyszeć na pożegnanie.

*Stanisław Nagy, Kazimierz Urbańczyk*

#### NAJWAŻNIEJSZE PUBLIKACJE

- ŚLIZOWSKI J. 1988. Wpływ własności plastycznych soli kamiennej na stan odkształcenia i naprężenia górotworu w sąsiedztwie komór ługowniczych. Praca doktorska AGH Kraków.
- ŚLIZOWSKI J., LANKOF L. 2000. Conceptual model of an underground radioactive waste repository in rock-salt and clay formations in Poland. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* 16 z. 4: 75-87.
- ŚLIZOWSKI J., LANKOF L. 2003. Salt-mudstone and rock-salt suitability for radioactive-waste storage systems: rheological properties. *Applied Energy* 75:137-144
- ŚLIZOWSKI J. 2006. Geomechaniczne podstawy projektowania komór magazynowych gazu ziemnego w złożach soli kamiennej. *IGSMiE PAN, Kraków, Studia, Rozprawy Monografie* nr. 137 (96 str).
- ŚLIZOWSKI J., URBAŃCZYK K. 2007. Influence of effective stress on strain rate around the gas storing cavern. *6<sup>th</sup> Conference on Mechanical Behavior of Salt – Hannover, Germany, May 2007, A Balkema Book.*
- ŚLIZOWSKI J., URBAŃCZYK K., SERBIN K. 2010. Numeryczna analiza konwergencji pola komór magazynowych gazu w wysadzie solnym. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* 26 z.3, 85-93.
- ŚLIZOWSKI J., URBAŃCZYK K., WIEWIÓRKA D., KOWALSKI M., SERBIN K. 2011. Stateczność wyrobisk w pokładach ewaporatów LGOM w aspekcie budowy podziemnego laboratorium badawczego. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków, Studia, Rozprawy Monografie nr. 168, (88 str).
- ŚLIZOWSKI J., URBAŃCZYK K. (red.) 2011. Możliwości magazynowania gazu ziemnego w polskich złożach soli kamiennej w zależności od warunków geologiczno-górnictwowych. IGSMiE PAN, Kraków. (132 str.)
- ŚLIZOWSKI J., URBAŃCZYK K. 2012. An Attempt to Assess Suitability of Middle-Poland Salt Domes for Natural Gas Storage. *Arch Min Sci* 57: 333–347.
- ŚLIZOWSKI J., PILECKI Z., URBAŃCZYK K., PILECKA E., LANKOF L., CZARNY R., 2013. Site Assessment for Astroparticle Detector Location in Evaporites of the Polkowice-Sieroszowice Copper Ore Mine, Poland, *Advances in High Energy Physics*, vol. 2013, Article ID 461764, 12 p.
- ŚLIZOWSKI J., NAGY S., BURLIGA S., SERBIN K., POLAŃSKI K. 2015. Laboratory investigations of geotechnical properties of

- rock salt in Polish salt deposits. 8<sup>th</sup> Conference on *Mechanical Behavior of Salt* Rapid City, USA, May 2015. CRC Press Taylor & Francis pp. 33–38.
- SERBIN K., ŚLIZOWSKI J., URBAŃCZYK K., NAGY S. 2015. The influence of thermodynamic effects on gas storage cavern convergence *Int J Rock Mech Min Sci.* **79**: 166–171.
- SERBIN K., TOBOŁA T., ŚLIZOWSKI J., LANKOF L., POLAŃSKI K. 2016, Wstępna ocena właściwości reologicznych wybranych rodzajów soli kamiennej. *Przegląd Solny / Salt Review* **12**: 127-135.
- ŚLIZOWSKI J, LANKOF L., URBAŃCZYK K., SERBIN K. 2017 Potential capacity of gas storage caverns in rock salt bedded deposits in Poland *J Nat Gas Sci Eng* 43/7: 167-178



**Światowe Sympozjum Solne 2018**  
**Salt of the Earth: 2018 World Salt Symposium**  
**June 19-21, 2018**  
**Park City, Utah**



Photo courtesy Park City Chamber/ Bureau

The Tenth World Salt Symposium is organized by the Salt Institute, in cooperation with several other salt organizations around the world. The World Salt Symposium focuses on the latest research and development in the international salt sector. It covers a wide spectrum of subjects, embracing the science, engineering, technology, economics and history of all forms of sodium chloride salt and their uses. As a broad international platform, the 2018 World Salt Symposium will enable researchers, producers and users of salt to become acquainted with the latest developments and technologies in this important industrial area.

Park City, Utah is known for summer and winter beauty. You may be familiar with the area for its world renowned skiing or the Sundance Film Festival which draws celebrities from around the world, or the Utah Olympic Park. But if you haven't experienced Park City in the summer, you are missing out on something special. Beautiful mountains, lakes, waterfalls and rivers surround Park City.

**Registration**

Registration for the Tenth World Salt Symposium is now open. Please visit our registration page. International travelers who require a VISA justification letter may contact [laura@saltinstitute.org](mailto:laura@saltinstitute.org)

**<http://www.worldsaltsymposium.org/next-symposium/>**





## GUIDELINES FOR AUTHORS

The papers received by the *Salt Review* Editors will be published in the following sections:

- I. Papers
- II. Notices, Reports, and Opinions

### I. Papers – Composed in MS Word, font: Times New Roman

1. Title in Polish and English (font: Times New Roman 14)
2. Full first names and surnames of all the authors (Times New Roman 12)
3. Names and addresses of the institutions employing the authors (Times New Roman 11)
4. Body of the Paper should contain:
  - a. Abstract and Key Words in Polish and English
  - b. Content in Polish or English
  - c. Summary in Polish
  - d. References
  - e. Captions of Figures
  - f. Captions of Tables

Examples and rules of quotes used in the body of the paper:

- ...should be counted as original inclusions (Roedder, 1984)...
- ...important role in arc magma generation (e.g. Ulmer & Trommsdorf, 1995; Scambelluri et al., 2004) by feeding...

5. Figures. A Figure can be composed of one or several elements, either black-and-white or in colour, either inserted into the text and enclosed below, saved in Corel Draw, version up to X5, in TIF, BMP, PDF or JPG formats, with the min. resolution of 300 dpi.

Captions in Polish and English (in *italic*), e.g.:

Ryc. 2. Profil litostratygraficzny.....

*Fig. 2. Lithostratigraphic profile.....*

List of Figures should be placed at the end of the body of the paper.

6. Tables. A Table can be either inserted into the body of the text and enclosed below (preferred format: MS Excel). Tables should be numbered with Arabic numerals.

Captions in Polish and English (in *italic*), e.g.:

Tabela 1. Rozkład granulometryczny.....

*Table 1. Grain size distribution.....*

Phrases within the Tables should use fonts that remain readable after possible reduction.

List of Tables should be placed at the end of the body of the paper.

7. References. The list of References may include exclusively the works quoted in the body of the paper. Each item should contain: The surnames and initials of the first names of all the authors, year of publication, title, journal (in *italic*), volume number, issue number (in parentheses), page numbers. In the case of archival issues, give the name of the library and the archive number.

#### LITERATURA / REFERENCES

BURNS P.C., CARPENTER M.A., 1997. Phase transition in the series boracite-trembathite-congolite... *Canadian Mineralogist*, 35: 189-202.

WACHOWIAK J., PAWLIKOWSKI M., 2011. Mineralogical and petrographic studies of the Zechstein evaporites in the Mogilno salt diapir. *Investgas S.A. Archives*, 4/2011: 1-65.

### II. Notices, Reports, and Opinions

The contents placed in this section will refer to the events taking place in salt mining in Poland and abroad (conferences, expeditions, field trips, biographic notes, short reviews etc.). The paper structure (e.g. introduction or key words) is not required here. In the case of English texts, an abstract in Polish should accompany the text. Text format will be the same as for the body of a paper.

#### Remarks

The *Salt Review* Editors request the authors to observe the rules strictly. Additional examples can be found in previous *Salt Review* volumes.

## INSTRUKCJA DLA AUTORÓW

Teksty nadsyłane do Redakcji Przeglądu Solnego będą zamieszczone w dwóch rozdziałach:

- I. Artykuły
- II. Komunikaty, wydarzenia, opinie

### I. Artykuły

1. Tytuł w języku polskim i angielskim (kursywą), czcionką Times New Roman 14
2. Pełne imiona i nazwiska (kapitałkami) wszystkich autorów, np.:  
Marek KOWALSKI<sup>1</sup>, Jacek NOWAK<sup>2</sup>, Iwona ROŚ<sup>2</sup>
3. Afiliacje autorów czcionką Times New Roman 11, np.:

<sup>1</sup>IKS Solino S.A. ul. Św. Ducha 26a, 88-100 Inowrocław.

E-mail: m.kowal@wp.pl

<sup>2</sup>Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Górnictwa i Geoinżynierii,  
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków. E-mail: nowak@agh.edu.pl

4. Tekst artykułu napisany czcionką Times New Roman 12 obejmujący:
  - a. streszczenie i słowa kluczowe w języku polskim,
  - b. streszczenie (Abstract) i słowa kluczowe (Key words) w języku angielskim,
  - c. treść w języku polskim lub angielskim, zawierająca podstawowe człony: wstęp, metody badań, wyniki badań, wnioski,
  - d. podsumowanie (Summary) w j. angielskim (1-2 str.) z cytacją wszystkich rycin i tabel zawartych w teście,
  - e. alfabetyczny wykaz cytowanych pozycji literatury,
  - f. spis rycin w j. polskim i angielskim,
  - g. spis tabel w j. polskim i angielskim.

Uwaga!

- W tekście pisanym po polsku, autorów innych publikacji należy cytować używając wyłącznie **polskich znaków i przecinków!** Np. (Smith i in., 2013), (Kowalski, Plana, 2014).
- W streszczeniach w j. angielskim należy używać angielskich znaków i przecinków, np.: (Smith et al., 2013), (Kowalski & Plana, 2014).

5. Ryciny.

Nazwa ryciny (Ryc., ang. Fig.) obejmuje zdjęcia, wykresy, diagramy, itp. Rycina powinna być włączona w tekst oraz dołączona jako załącznik, zapisany w programie Corel Draw w wersji nie nowszej niż X5 lub w plikach TIF, BMP, JPG, PDF w rozdzielczości min. 300 dpi.

Opisy rycin należy podać w j. polskim i angielskim (*kursywą*), numeracja cyframi arabskimi np.:

Ryc. 2. Profil litostratygraficzny.....

*Fig. 2. Lithostratigraphic profile.....*

Tekst wewnątrz rycin musi być napisany w j. polskim i angielskim (*kursywą*) Zbiorczy spis rycin należy zamieścić na końcu tekstu głównego, po literaturze.

6. Tabele.

Tabela powinna być zamieszczona w tekście oraz jako załącznik (preferowany program Excel). Opisy tabel należy podać w j. polskim i angielskim (*kursywą*), numeracja cyframi arabskimi. np.:

Tabela 1. Rozkład granulometryczny.....

*Table 1. Grain size distribution.....*

Tekst wewnątrz tabel musi być napisany w j. polskim i angielskim (*kursywą*) Zbiorczy spis tabel należy zamieścić na końcu tekstu głównego, po literaturze.

7. Literatura / References.

W spisie literatury mogą być zamieszczane wyłącznie pozycje cytowane w tekście. Dla listowanej publikacji należy podać kolejno: nazwiska i inicjały imion wszystkich autorów, rok wydania pracy, tytuł pracy, nazwę czasopisma (*kursywą*), numer tomu, numer zeszytu (w nawiasie), strony. W przypadku opracowań archiwalnych należy podać miejsce przechowywania opracowania i jego numer archiwalny. Np.:

#### LITERATURA / REFERENCES

BURNS P.C., CARPENTER M.A., 1996. Phase transitions in the series boracite – trembathite – congolite: phase relations. *Canadian Mineralogist* 34 (12): 881–892.

CHARYSZ W., 1973. Cechy sztywności piętrowi soli młodszych w regionie kujawskim. *Prace Geologiczne*, 75: 7-67.

CZAPOWSKI G., TOMASSI-MORAWIEC H., MISIEK G., 2007. Podział i występowanie górnopernskich skał zubrowych w Polsce. Materiały XII Symposium Solnego pt. „Przemysł solny w gospodarce”. Kłodawa, 11-12 października 2007 r. Abstrakt: 31-33.

### II. Komunikaty, wydarzenia, opinie.

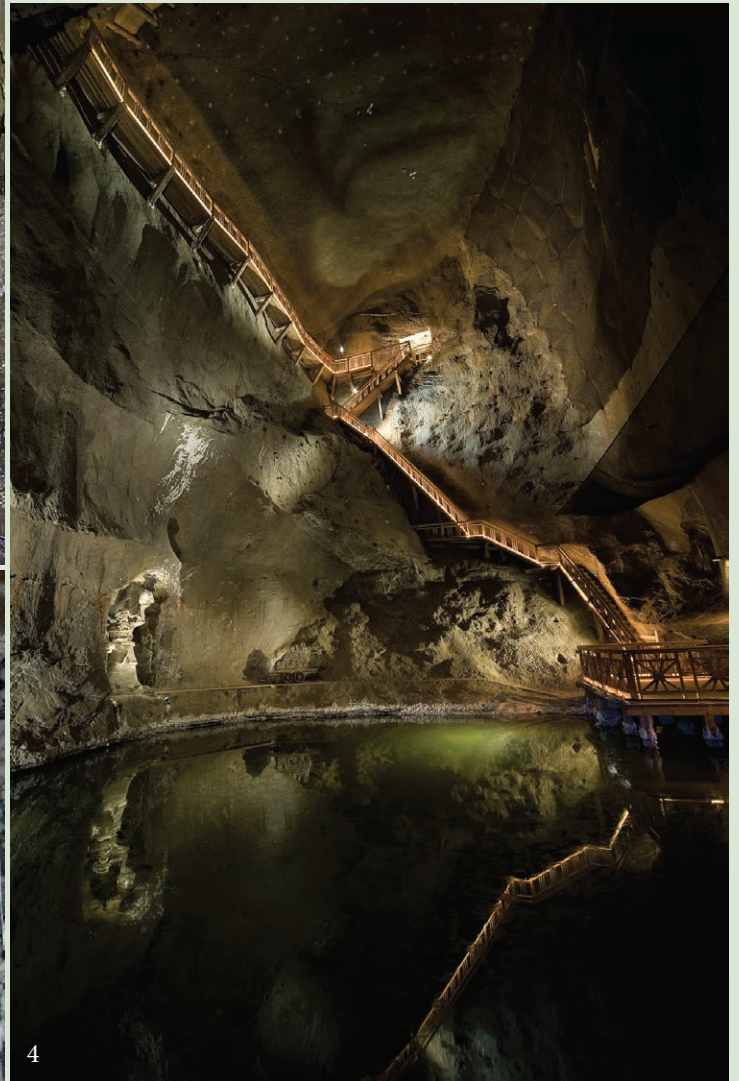
Treści zawarte w tym rozdziale mają charakter informacyjny o wydarzeniach w polskim i światowym górnictwie solnym (informacje o konferencjach, wyprawach naukowych, notki biograficzne, krótkie recenzje itp.). Nie wymagany jest tu układ tekstu jak w przypadku artykułu, np. streszczenie w j. polskim, wstęp, słowa kluczowe itp. Powinny natomiast posiadać streszczenie w j. angielskim. Format tekstu jak w artykule.

#### Uwagi końcowe

Redakcja Przeglądu Solnego wymaga od autorów rzetelnego cytowania osiągnięć wcześniejszych badaczy w zakresie tematyki składanych do opublikowania opracowań oraz respektowania podanych wyżej reguł cytacji i listowania literatury. Dodatkowe wzorce można zaczerpnąć z opublikowanych w tomie artykułów.



# SKARBY SOLNYCH PODZIEMI – KOPALNIA SOLI WIELICZKA SALT TREASURES UNDERGROUND – WIELICZKA SALT MINE



1. Fald soli spizowej. Komora Wałczyn, Poziom I. *A fold of Spiza salt. Walczyn Chamber, Level I. Photo by J. Przybyło.*

2. „Włosy Św. Kingi” – jest to sól włóknista, finezyjne zrosty mikrokrystalików halitu, powstające w specyficznych warunkach kopalnianych. Komora Jakubowice, Poziom II, niższy. *“St. Kinga’s Hair”: fibrous salt structures, or sophisticated halite micro-crystalline growths occurring in unique underground salt mine conditions. Jakubowice Chamber, lower Level II. Photo by J. Przybyło.*

3. Stalaktyty solne zwisające z drewnianej obudowy chodnika w rejonie podłużni Franciszek Müller. *Salt stalactites hanging from a wooden corridor supporting structure in the area of the Franciszek Müller Corridor. Photo by J. Kowalczyk.*

4. Jezioro solankowe. Komora Weimar, Poziom II, niższy. *A brine lake. Weimar Chamber, lower Level II. Photo by B. Kružel.*